Klimatologie des Naturparks Saar – Hunsrück

Günther Heinemann und Alfred Helbig
Umweltmeteorologie, Universität Trier[1]

Die klimatische Situation des Naturparks, gelegen sowohl im südlichen Teil des Bundeslandes Rheinland – Pfalz als auch im nördlichen Teil des Bundeslandes Saarland kann man allgemein der gemäßigten Klimazone zuordnen. Gemäß der Nomenklatur in der Klimaklassifikation von Geiger und Köppen (Hendl 1991) trägt das Gebiet die Bezeichnung „Cfb“, wobei der Buchstabe C für ein feuchtgemäßigtes Regenklima mit einem minimalen Monatsmittelwert der bodennahen Lufttemperatur im Bereich von -3 °C bis +18 °C liegt. Die Ergänzung f bedeutet „immerfeucht“ mit geringen Differenzen der Monatssummen der Niederschlagshöhen in den extremen Monaten. Der Buchstabe „b“ bezeichnet eine thermische Zusatzgliederung und steht für „sommerwarm, Mitteltemperatur von 4 Monaten mindestens 10 °C“. Diese Klimaklassifikation zählt zum Typ der effektiven Klimaklassifikationen, die sich an den Auswirkungen des Klimas auf die Vegetation orientieren.

Allgemein versteht man unter Klima die „statistische Gesamtheit der rasch wechselnden momentanen Zustände der Atmosphäre in ihrer raum-zeitlichen Verteilung“ (Flemming et al. 1991). Die rasch wechselnden momentanen Zustände der Atmosphäre bilden das „Wetter“. Das Klima umfasst sowohl die Mittelwerte als auch Extrema und Klimaänderungen. Der zeitliche Bezugszeitraum liegt dabei bei 30 Jahren und wurde von der Weltorganisation für Meteorologie WMO auf die 30jährigen Perioden 1961-1990 und aktuell 1981-2010 festgelegt. Klimatische Phänomene und Prozesse können in unterschiedlichen räumlichen Größenordnungen (Skalen) auftreten. In Anlehnung an den meteorologischen Gebrauch umfasst des Mikroklima (auch als Lokalklima bezeichnet) horizontale Größenordnungen bis zu 2 km, das Mesoklima entsprechend 2 – 2000 km (für das Regionalklima gilt der Bereich 2 - 200 km) und das Makroklima alle Phänomene größer als 2000 km (Flemming et al. 1991, Schönwiese 2013).

Bei einer Einordnung des Naturpark-Areals in das globale Klimasystem spielen primär die großräumigen Zustandsgrößen und Prozesse in der Atmosphäre die zentrale Rolle wie die die Strömungssysteme der Allgemeinen Zirkulation und den damit verbundenen Transporten von Wärme, Stoff und Impuls in Luftmassen aus unterschiedlichen Herkunftsgebieten.

Das Klima wird durch die Klimafaktoren entscheidend geprägt. Zu ihnen zählen die astronomischen Klimafaktoren, die für einen Standort die Tag- und Nachtlänge einschließlich ihrer jahreszeitlichen Variation bestimmen, weiter die solare Strahlungsflussdichte sowie das solare Strahlungsspektrum (insbesondere der UV-Anteil). Zu den geographischen Klimafaktoren gehören die geographische Breite, die Höhe über dem Meeresspiegel wegen der mittleren vertikalen Temperaturabnahme und der Abnahme des Luftdrucks, die Nähe zum Ozean wegen seiner dämpfenden Wirkung auf die jahreszeitliche Variation der Lufttemperatur, und topographische Besonderheiten wie Hangneigung, Exposition, Tal- und Gipfellagen, Vegetation, Gewässer, Bodenarten sowie Siedlungsflächen. Die klimatischen Phänomene und Prozesse im Bereich des Naturparks widerspiegeln daher den großklimatischen Einfluss entsprechend der geographischen Lage und ihre Modifikationen in der meso- und mikroklimatischen Raum- und Zeitskala. Die Region des Naturparks liegt im Einflussbereich der planetarischen Westwindzone, geprägt durch einen raschen Wechsel von niederschlagsbringenden Tiefdruckgebieten und von Hochdruckgebieten, begleitet von ihren typischen Luftmassen und Wettererscheinungen. Hinsichtlich ihrer Herkunftsgebiete unterscheidet man kontinentale bzw. maritime Polar- und Tropik-Luftmassen, die sich in ihren Eigenschaften Lufttemperatur, Luftfeuchte und Aerosolgehalt unterscheiden. Die Wechselwirkung mit der Topographie des westrheinischen Hügellandes, die geringe

[1] Zu zitieren als: Heinemann, G., Helbig, A., 2018: Klimatologie des Naturparks Saar – Hunsrück. Umweltmeteorologie Universität Trier, 9pp.

Entfernung zum Atlantischen Ozean (ca. 600 km) und die Mannigfaltigkeit in der Gestaltung und Höhengliederung der geographischen Merkmale bestimmen in erster Linie den Klimacharakter der Region. Typisch sind unter dem ozeanischen Einfluss milde Winter und relativ kühle Sommer (nach Bjelanovic 1967).

Die Wetterabläufe in Mitteleuropa lassen sich durch die „Großwetterlagen“ (GWL) nach Hess und Brezowsky beschreiben, die als die mittlere Luftdruckverteilung über Europa während eines mindestens dreitägigen Zeitraums definiert sind. Als Kriterien für die Klassifikation werden die geographische Lage der steuernden Druckzentren am Boden und in der Druckfläche 500 hPa, die Lage und Erstreckung der Frontalzone sowie die Einteilung nach zyklonaler und antizyklonaler Strömung benutzt. Die Klassifikation umfasst 30 Klassen, die in zonale Zirkulationsformen mit einer West-Ost-Strömung, meridionale Zirkulationsformen, stationären Hochdruckgebieten und Troglagen sowie in gemischte Zirkulationsformen unterteilt sind. In den letzteren sind die Anteile zonaler und meridionaler Strömungskomponenten etwa gleich groß. In einer statistischen Analyse der Zeitreihe der Großwetterlagen 1881-2008 (Werner und Gerstengarbe 2010) kommt die zyklonale Westlage mit eine relativen Häufigkeit von 15,7 % am häufigsten vor, die zweithäufigste Wetterlage ist das „Hoch Mitteleuropa“ mit 8,9 %. Insgesamt haben GWLs mit zonaler Zirkulation einen Beitrag von ca. 27 %, die meridionalen Zirkulationstypen haben einen Anteil von ca. 40 % an der Gesamtzirkulation. Diese Zirkulationstypen haben auch einen Einfluss auf die Belastung mit Luftschadstoffen: bei zonaler Zirkulation ist mit geringerer Schadstoffbelastung zu rechnen als bei meridionaler Zirkulation (Buchholz et al. 2010).

Die Kopplung der GWL mit den Niederschlagsereignissen zeigt Helbig (2002) exemplarisch in einer Untersuchung der kumulativen Niederschlagshöhe an der Station Trier-Petrisberg für die Winterhalbjahre 1948-1998, bezogen auf die fünf niederschlagsreichsten Großwetterlagen. Die zyklonale Westlage dominierte mit einem relativen Anteil von 38,4 %. Die entsprechenden Anteile lagen für die südliche Westlage bei 8,9 %, für die zyklonale Sudwestlage bei 7,9 %, für die zyklonale Nordwestlage bei 5,9 % und schließlich für die winkelförmige Westlage bei 5,5 % (Helbig 2002). Die relative Häufigkeit der GWL ist langjährigen Trends unterworfen, die mit Änderungen der Muster der großräumigen Strömungssysteme der Nordhalbkugel verknüpft sind (Werner und Gerstengarbe 2010).

Da Sonnenhöhe und solare Strahlungsintensität von der geographischen Breite abhängen, sind beide ausschlaggebende Faktoren für die Wärmeverhältnisse an der Erdoberfläche. Der kurzwellige Strahlungshaushalt der Erdoberfläche setzt sich aus der Sonnenstrahlung (Globalstrahlung) abzüglich ihres reflektierten Anteils (abhängig vom Reflexionsvermögen der Oberfläche, der Albedo) zusammen. Die an der Erdoberfläche absorbierte solare Energie erwärmt den Boden, der seinerseits Energie in Form langwelliger Wärmestrahlung (Ausstrahlung im Infrarot-Bereich) an die Atmosphäre abgibt und von der Atmosphäre langwellige Wärmestrahlung (Gegenstrahlung) empfängt. Die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche ist dann das Ergebnis aller kurz-und langwelligen Strahlungskomponenten.

Die nächtliche Bilanz der Wärmestrahlungsströme (Gegenstrahlung minus Ausstrahlung) ist meist negativ, was zu einer nächtlichen Abkühlung der Oberfläche führt. Am Tag überwiegt i.A. die positive kurzwellige Strahlungsbilanz, so dass sich die Oberfläche aufheizt. Der Transport von Wärme von der Oberfläche in die Atmosphäre erfolgt durch turbulente Prozesse, dem turbulenten fühlbaren Wärmestrom, der in der Nacht zu einer Abkühlung und am Tag zu einer Erwärmung der bodennahen Luftschicht führt. Die Strahlungsbilanz steht außer mit dem turbulenten fühlbaren Wärmestrom auch mit dem Energieverbrauch für die Verdunstung (dem sog. turbulenten Strom latenter Wärme) und dem Wärmeleitungsstrom in den Boden in Wechselwirkung: alle diese Komponenten bestimmen das Mikroklima als ein Mosaikbestandteil des Mesoklimas.

Beim Wärmeumsatz am Erdboden sind die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften des Bodens wie z.B. spezifische Wärme, Wärmeleitfähigkeit, Wassergehalt und Albedo

ausschlaggebend, so dass sich je nach Bodenart und -bedeckung die Böden unterschiedlich erwärmen und auch unterschiedliche Wärmemengen in tiefere Bodenschichten bzw. an die bodennahe Luftschicht abgeben. Besondere Verhältnisse treten beim Vorhandensein einer Schneedecke wegen ihres großen Reflexionsvermögens auf (Albedowerte zwischen 60 und 90 %).

Die Oberflächenbeschaffenheit (Formen der Landnutzung) und die damit verbundene typische Bodenrauigkeit beeinflussen in der bodennahen Luftschicht die vertikale Zunahme der Windgeschwindigkeit und machen sich bei den Austauschverhältnissen bemerkbar.

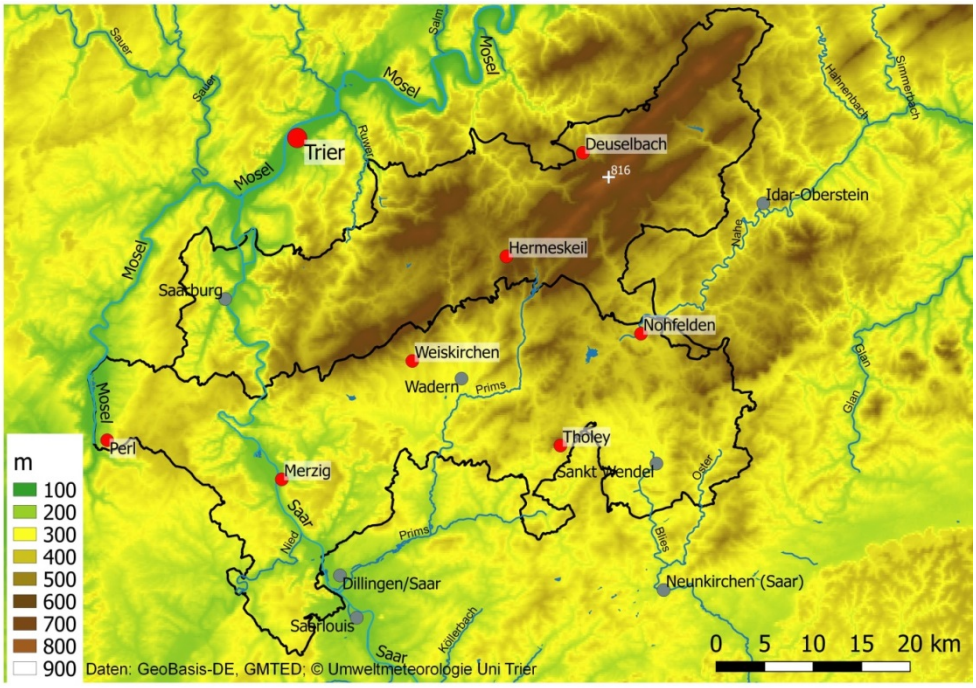


Abb.1: Topographie des Naturparks Saar-Hunsrück. Die beiden Teilgebiete des Naturparks sind schwarz umrandet (Position des Erbeskopfs: Kreuz, verwendete Messstationen: rote Punkte) (Datenquellen: Naturpark Saar-Hunsrück, BKG 2017, GMTED 2010)

Der Zustand des Klimas wird durch die sog. Klimaelemente beschrieben, wie z.B. Lufttemperatur, Luftfeuchte, Niederschlag und Wind. Da sich die Klimaelemente mit zunehmender Höhe verändern, bestimmt im unteren Saartal, im Saar-Nahe-Bergland und Hunsrück mit Osburger Hochwald, Schwarzwälder Hochwald und Idarwald die Höhenlage entscheidend die räumliche Struktur der einzelnen Klimaelemente (Abb.1). Der höchste Gipfel des Naturparks – der Erbeskopf – hat eine Höhe von 816 m, während die westlichen Geländeteile Höhen zwischen 150 m und 170 m aufweisen. Die Lufttemperatur nimmt in der freien Atmosphäre im Allgemeinen mit der Höhe um durchschnittlich 0,6 K je 100 m Höhenzunahme ab. Eine Ausnahme stellt sich beim Auftreten von Bodeninversionen (Temperaturumkehrschicht) während austauscharmer Wetterlagen ein. Berechnet man aus den Mittelwerten der Lufttemperatur an Stationen verschiedener Höhenlage den Temperaturgradienten, so erhält man hier Beträge zwischen -0,58 K/100 m in den Wintermonaten und -0,71 K/100 m in den Sommermonaten (Licht 2004). Die nachfolgenden Klimakarten mit Rasterdaten in einem 1 km x 1 km-Gitter sind aus Stationsdaten des betreffenden Klimaelements unter Berücksichtigung der Topographie berechnet worden (DWD-CDC).

Die räumliche Verteilung des Niederschlags wird weitgehend durch den Stau der Luftmassen an den Höhenzügen bestimmt. Da die regenbringenden Luftmassen meist aus westlichen und südwestlichen Richtungen kommen und die Bergrücken in Südwest-Nordost-Richtung streichen, haben die Westseiten (Luvseite) von Hunsrück und Hochwald größere Niederschlagshöhen als die im Lee liegenden Ostseiten.

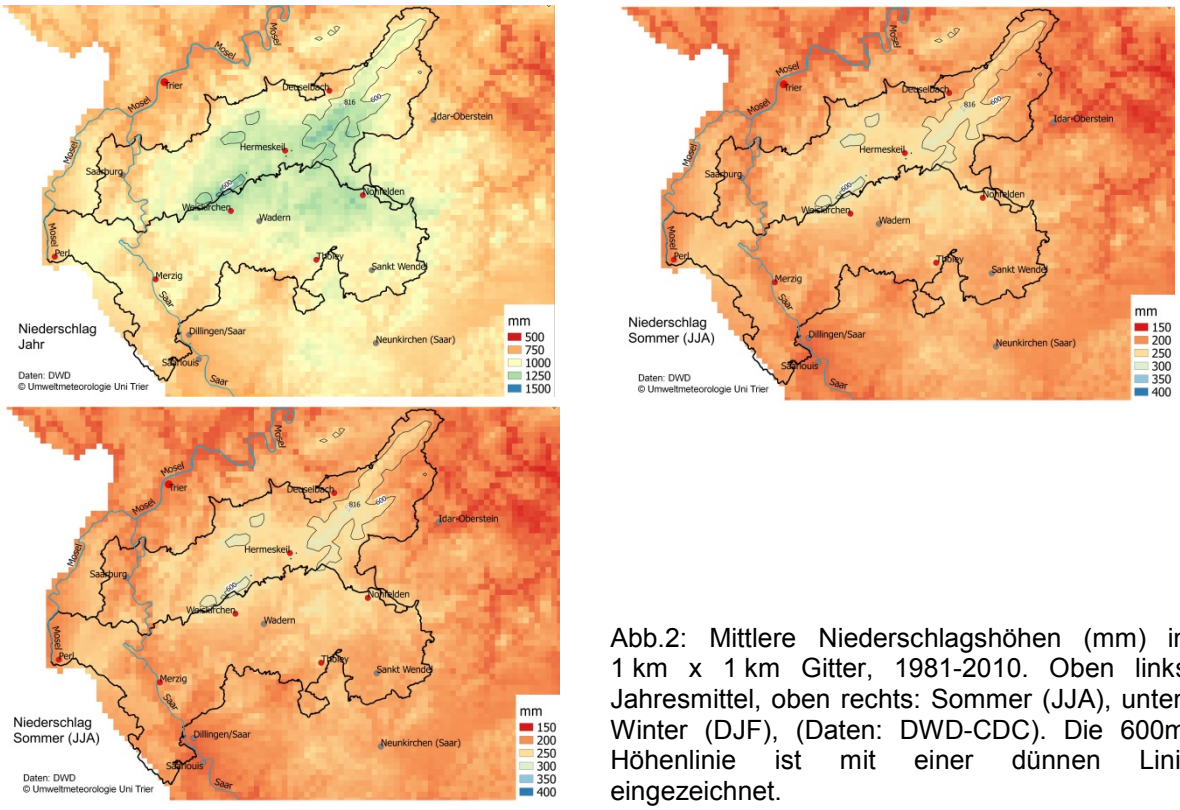


Abb.2: Mittlere Niederschlagshöhen (mm) im 1 km x 1 km Gitter, 1981-2010. Oben links: Jahresmittel, oben rechts: Sommer (JJA), unten: Winter (DJF), (Daten: DWD-CDC). Die 600m-Höhenlinie ist mit einer dünnen Linie eingezeichnet.

Die Karten der Niederschlagsverteilung (Abb.2) zeigen deutlich den Luveffekt in den westlichen Teilen des Naturparks und die Abnahme der Niederschlagshöhen in nordöstlicher Richtung. Besonders deutlich ist dieses Bild bei den Winterniederschlägen mit Summen über 400 mm/3 Monate.

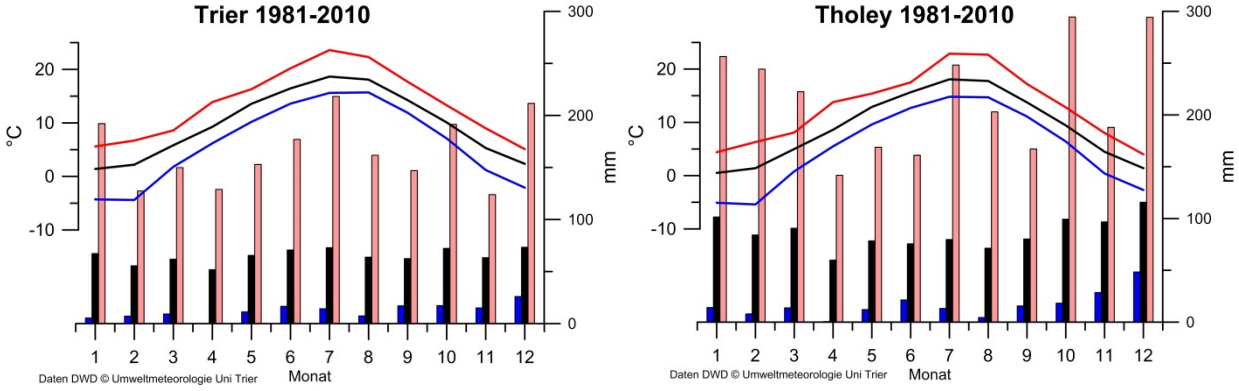


Abb.3: Klimadiagramme 1981-2010 für die Stationen Trier-Petrisberg (links) und Tholey (rechts) für die Lufttemperatur (Linien, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rot)), und Monatssummen des Niederschlags (Balken, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rosa)), (Daten: DWD-CDC).

Zur Verdeutlichung des Jahresgangs des Niederschlags und seiner Variabilität werden in Abb.3 Monatswerte der Stationen Trier und Tholey im Zeitraum 1981-2010 gezeigt. Die Extremwerte (abs. höchste bzw. niedrigste Monatssumme) weisen auf eine sehr hohe Variabilität des Niederschlagsgeschehens hin. Die Monatsmittelwerte sind in Trier über das Jahr relativ ausgeglichen, im Fall der Station Tholey zeigt sich dagegen das Überwiegen der Winterschläge als Folge großräumigen Strömungsverhältnisse in Verbindung mit den winterlichen Großwetterlagen (s.o.).

Ordnet man die Orte von Niederschlagsstationen in der Reihenfolge West nach Ost an (Tab.1), so zeigt sich, dass die mittleren Jahresniederschlagshöhen in östlicher Richtung an jenen Stationen zunehmen, die im Einflussbereich der Bergrücken liegen. Ausnahmen davon bilden die nördlich von den Höhenzügen gelegenen Stationen Trier-Petrisberg und Deuselbach. Bemerkenswert ist die geringe räumliche Variation der Sommerniederschläge mit 43 mm, während sich die Winterschläge um 190 mm unterscheiden.

Tab.1: Mittlere Niederschlagshöhen in mm für Jahr, Sommer (JJA) und Winter (DJF) im Zeitraum 1981 – 2010. Reihenfolge der Stationen: West nach Ost, Positionen s. Abb.1 (Daten: DWD-Klima und Umwelt).

Station	Höhe, m	Jahr	Sommer JJA	Winter DJF
Perl-Nennig	152	795	199	205
Merzig	171	859	198	246
Trier-Petrisberg	265	779	204	195
Weiskirchen	380	1221	241	385
Hermeskeil	480	1093	235	318
Tholey	386	1031	224	299
Deuselbach	481	818	209	206
Nohfelden	403	1143	242	354

Der Niederschlag bildet zusammen mit der Verdunstung und dem Abfluss die Komponenten des Landschaftswasserhaushalts. Für das Areal des Naturparks ergeben sich angenähert die Werte: Niederschlag 856 mm/Jahr, Verdunstung 524 mm/Jahr und Abfluss 333 mm/Jahr (Casper et al. 2013).

Die räumlichen Muster der mittleren Lufttemperatur im 1 km x 1 km – Gitter folgen sehr deutlich der Topographie bei größeren Höhenunterschieden. Während dies auch in der Karte der mittleren Maximalwerte erkennbar ist, zeigt sich in der Karte der mittleren Minimalwerte ein weniger differenziertes Bild (Abb.4). Hier ist zu beachten, dass gerade im Winter in Tallagen vermehrt Bodeninversionen auftreten, d.h. es ist im Tal kälter als auf den Bergen.

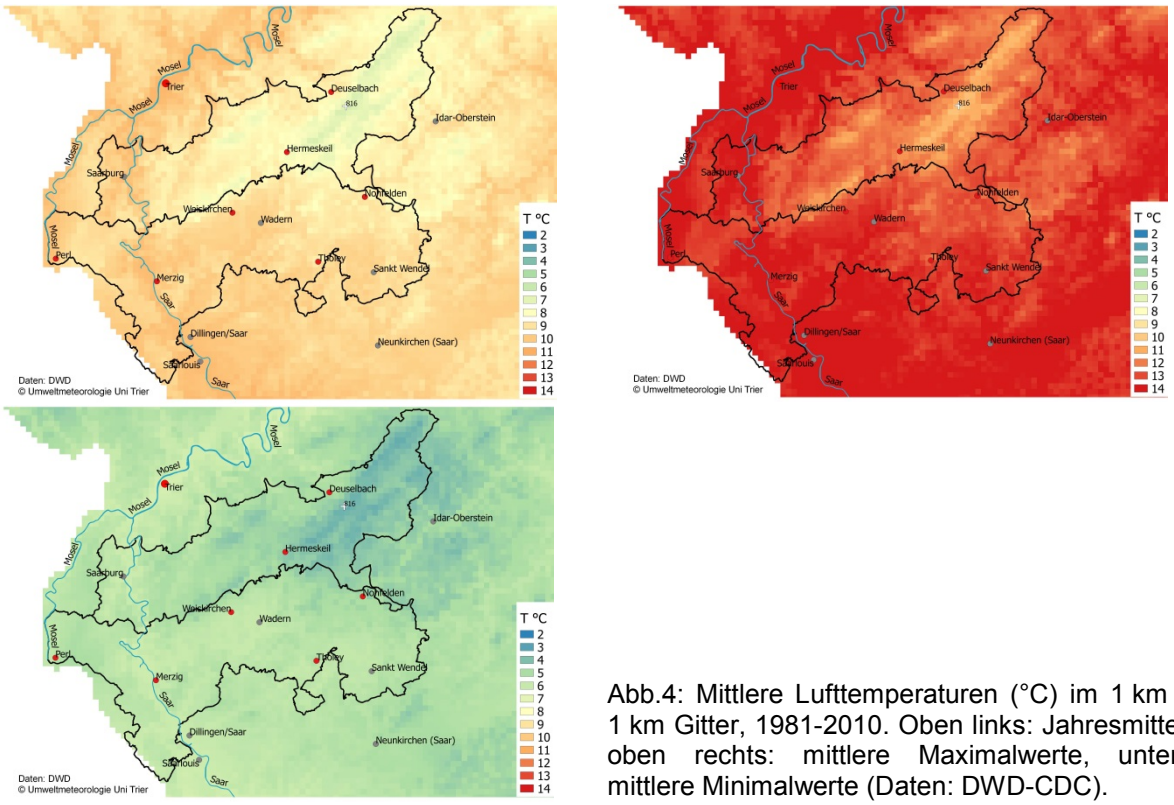


Abb.4: Mittlere Lufttemperaturen (°C) im 1 km x 1 km Gitter, 1981-2010. Oben links: Jahresmittel, oben rechts: mittlere Maximalwerte, unten: mittlere Minimalwerte (Daten: DWD-CDC).

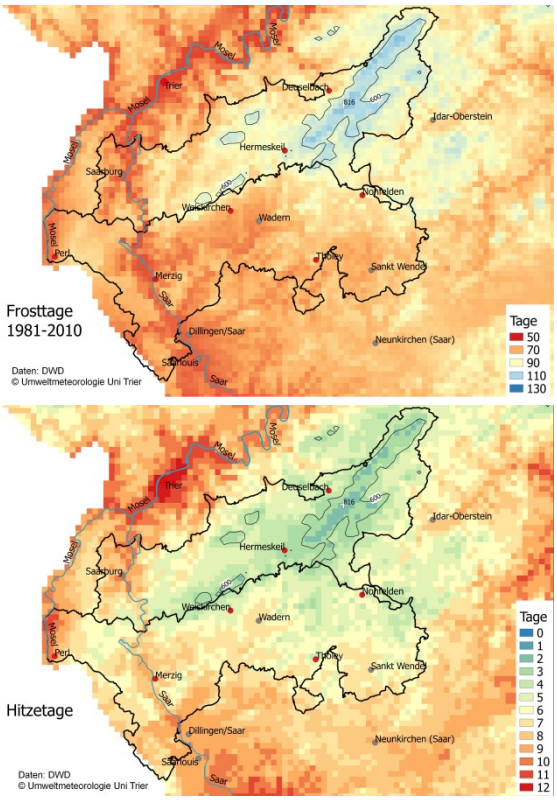
Den Jahresgang der Monatsmittel der Lufttemperatur und ihre Extrema an den Stationen Trier-Petrisberg und Tholey zeigt Abb.3. An der höher gelegenen Station Tholey in 386 m sind die Lufttemperaturen allgemein geringer als an der Station Trier-Petrisberg in 265 m Höhe. Die mittleren Lufttemperaturen nehmen sowohl bezogen auf das Jahr als auch auf die Jahreszeiten Sommer und Winter deutlich mit wachsender Stationshöhe ab (Tab.2). Die Differenz der jahreszeitlichen Mittelwerte zwischen Perl-Nennig und Deuselbach ist im Sommer mit 1,5 K etwas größer als im Winter mit 1,4 K.

Tab.2: Mittlere Lufttemperaturen in °C für Jahr, Sommer (JJA), Winter (DJF) im Zeitraum 1981-2010, nach Stationshöhe angeordnet (Daten: DWD-Klima und Umwelt)

Station	Höhe, m	Jahr	Sommer JJA	Winter DJF
Perl-Nennig	152	10,2	18,1	2,6
Trier-Petrisberg	265	9,8	17,7	2,0
Weiskirchen	380	9,4	17,3	1,5
Tholey	386	9,0	17,1	1,2
Deuselbach	481	8,9	16,6	1,2

Eine human-bioklimatisch bedeutsame Klimagröße ist die Anzahl der Hitzetage (Tmax ≥ 30 °C) eines Jahres wegen der mit ihnen verbundenen thermischen Belastung. In den tiefer gelegenen Regionen des Naturparks treten 4 – 7 Hitzetage in langjährigen Mittel auf, im Moseltal zwischen Konz und Trier sind es 11 – 12 Tage /Jahr. In den Hochlagen des Hunsrücks werden nur noch 1 – 3 Tage / Jahr beobachtet (Abb.5).

Die Frosttage (Tmin < 0 °C) sind wichtige Klima-Indikatoren für Land- und Forstwirtschaft und die Wirtschaft. Oberhalb der 600 m – Höhenlinie ergeben sich im Mittel 110 – 130 Frosttage im Jahr, im südwestlichen Teil des Naturparks geht die Zahl auf 50 Tage / Jahr zurück. Die regionalen Auswirkung des Klimawandels lässt sich im Vergleich der Daten aus dem Zeitraum 1961 – 1990 demonstrieren: im westlichen Teil lagen hier die Werte allgemein höher bei 70-110 Tage / Jahr (Abb.5).



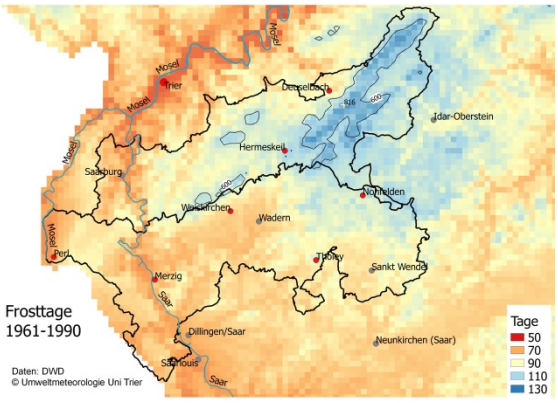


Abb.5: Mittelwerte von Kenntagen pro Jahr im 1 km x 1 km - Gitter. Oben links: Mittlere Anzahl von Frosttagen (Tmin < 0 °C) 1981 – 2010, oben rechts: zum Vergleich der Zeitraum 1961 – 1990. Unten links: Mittlere Anzahl der Hitzetage (Tmax ≥ 30 °C) 1981 - 2010, (Daten: DWD-CDC).

Die mittlere Anzahl der Hitzetage (Tmax ≥ 30 °C) und Frosttage (Tmin < 0 °C) im Jahresmittel, im Sommer und Winter in Tab.3 zeigt an den verfügbaren Stationen die gleiche Abhängigkeit von der Stationshöhe wie die Mittelwerte der Lufttemperatur in Tab 2.

Tab.3: Mittlere Anzahl der Hitzetage und Frosttage (Jahr, Sommer, Winter) im Zeitraum 1981 – 2010, nach Stationshöhe geordnet (Daten: DWD-Klima und Umwelt).

Station	Höhe	Hitzetage		Frosttage	
	m	Jahr	Sommer	Jahr	Winter
Trier-Petrisberg	265	11,0	10,4	67,0	46,1
Weiskirchen	380	5,3	5,2	68,2	48,4
Tholey	386	3,5	3,5	73,3	51,5

Infolge der Abnahme der Lufttemperatur und der Zunahme des Niederschlags mit der Höhe treten Schneedecken länger und mit größerer Mächtigkeit in den höheren Lagen des Mittelgebirges auf. Die mittlere Anzahl der Tage mit Schneedecke liegt, bezogen auf das Areal des Naturparks, insgesamt zwischen 10 und 90 Tagen pro Jahr. Ihre Veränderung infolge des regionalen Klimawandels ist von hohem touristischem Interesse. Die Differenzen zwischen den Zeiträumen 1961 – 1990 und 1981 – 2010 belegen eine Abnahme zwischen 3 – 15 Tagen / Jahr (Abb.6).

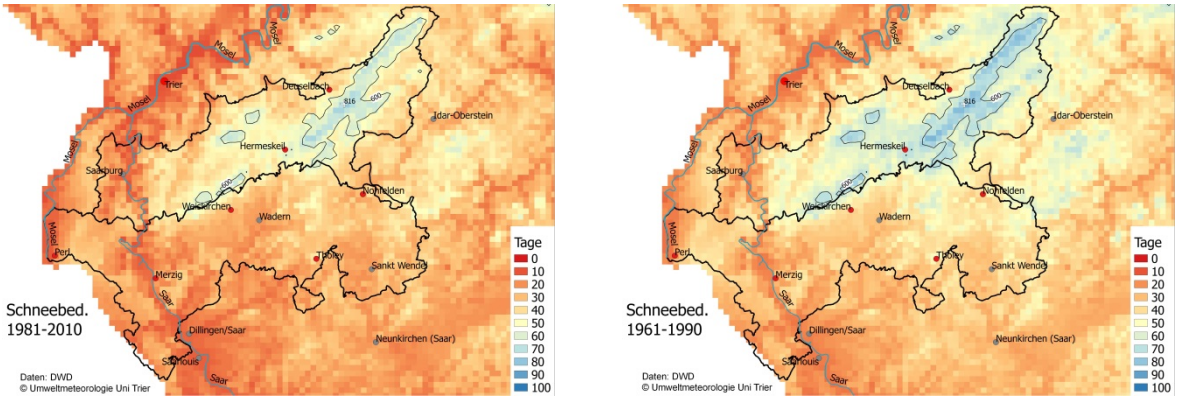


Abb.6: Mittlere Anzahl der Tage mit Schneedecke im 1 km x 1 km - Gitter. Links: 1981 – 2010, Rechts 1961 – 1990 (Daten: DWD-CDC).

Eine Zunahme mit der Höhe verzeichnen im Durchschnitt auch die Werte der Windgeschwindigkeit und Bewölkung (vor allem durch den "aufliegenden" Wolkennebel, nicht dargestellt).

Die aktuelle Sonnenscheindauer an einem Standort hängt neben dem Datum von der Bewölkung, der atmosphärischen Trübung und der Horizonteinschränkung (z.B. in Tälern) ab. Die mittlere Anzahl der Stunden mit Sonnenschein pro Jahr ist für den Weinbau von Interesse, aber zunehmend auch für die Ertragsschätzung von Photovoltaik-Anlagen. Im westlichen Teil des Naturparks beobachtet man im Mittel 1500-1600 Stunden/Jahr. Im südöstlichen Teil werden bis 1600 Stunden/Jahr erreicht (Abb.7).

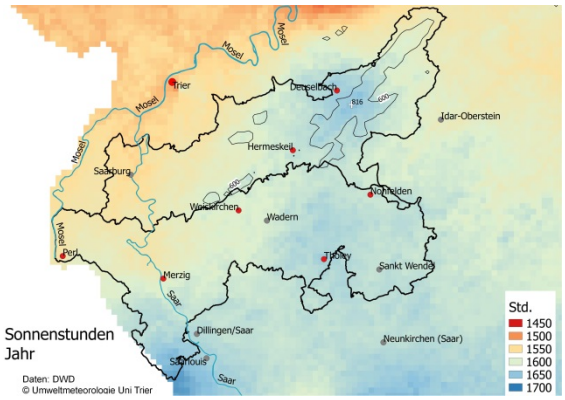


Abb.7: Mittlere Anzahl der Stunden mit Sonnenschein/Jahr im 1 km x 1 km - Gitter im Zeitraum 1981 – 2010 (Daten: DWD-CDC).

In den bisher dargestellten Besonderheiten des Mesoklimas / Regionalklimas des Naturparks verbergen sich - eine räumliche Größenordnung niedriger - die mannigfaltigen Ausprägungen des Mikroklimas / Lokalklimas, deren Beschreibung nun in qualitativer Hinsicht folgt. Allgemein gilt, dass die Eigenschaften des Mikroklimas eines Standortes am besten bei autochthoner (eigenbürtiger) Witterung, d.h. bei wolkenlosem Strahlungswetter und geringer Luftbewegung erkennbar werden. Eine geschlossene tiefe Bewölkung vermindert die Ausprägung der durch die Strahlungsbilanz kontrollierten Mikroklimate, und hohe Windgeschwindigkeiten sorgen z.B. für einen Ausgleich von lokalen Unterschieden der Lufttemperatur.

In den Tälern und Beckenlagen findet man im Allgemeinen folgende lokalklimatische Erscheinungen: verringerte Windgeschwindigkeit, häufiges Auftreten von Nebel und von verminderten Austauschbedingungen, Ansammlung von lokaler Kaltluft, erhöhte Frostgefahr, große Tagesschwankung der Lufttemperatur, häufige Belastungen mit Luftschadstoffen, Nasskälte im Winter und Wärmebelastung im Sommer. In den Hanglagen oberhalb des Talnebelbereichs ist die Frost- und Nebelhäufigkeit wesentlich geringer, der Tagesgang der Lufttemperatur ausgeglichener und das Bioklima ist wenig belastend. Je nach Hangneigung und -orientierung (Südhang, Nordhang) weist die Strahlungsbilanz der Hangoberfläche signifikante Unterschiede auf, die sich auf die hangnahen Luft- und Bodentemperaturen auswirken. In den Kuppen- und Gipfellagen der Region kann das Lokalklima charakterisiert werden durch: häufiges Auftreten von Hoch- und Wolkennebel, höhere Windgeschwindigkeit, mehr Nebelfrostablagerungen, größere Schneehöhen und häufigere Schneedecken, häufig Glätte, erhöhte Schnee- und Windlast und bioklimatisch mäßiges Reizklima (Helbig und Schirmer 1999).

Innerhalb von Wäldern stellen sich spezifische Bestandsklimate ein, die bei Laubwäldern auch jahreszeitlich unterschiedlich ausgeprägt sind. Auch an den Rändern von Wäldern, über landwirtschaftlichen Kulturen und Brachflächen sind typische mikroklimatische Zustände nachweisbar. Schließlich bewirken auch Siedlungen die Formung eines spezifischen Lokalklimas, das bei hinreichender räumlicher Ausdehnung alle Eigenschaften des Stadtklimas annehmen kann (siehe Kuttler 2004).

Datenquellen

DWD Climate Data Center (CDC): Vieljährige mittlere Raster für Deutschland, 2018.

DWD-Klima und Umwelt: DWD Klimaüberwachung: Klimadaten Deutschland 2018.

Geodaten des Bundes, http://www.bkg.bund.de, © GeoBasis-DE / BKG, 2017.

GMTED, 2010: Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). Data available from the U.S. Geological Survey.

Literatur

Bjelanovic, M.: Mesoklimatische Studien im Rhein- und Moselgebiet: ein Beitrag zur Problematik der Landesklimaaufnahme. Bonn 1967

Buchholz, S., Junk, J., Krein, A., Hoffmann, L. and G. Heinemann, 2010: Air pollution characteristics associated with synoptic weather patterns and atmospheric conditions in northwest continental Europe. Atmospheric Environment 44, 5183-5190.

Casper, M., Grigoryan, G., Heinemann, G., Bierl, R.: Klima- und Landschaftswandel in Rheinland-Pfalz (KlimLandRP) – Themenblatt zu den Methoden und Ergebnissen des Moduls Wasser. Hrsg.: Rheinland- Pfalz Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen.2013

Flemming, G. et al.: Eigenschaften und Komponenten des Klimasystems. In Hupfer, P. (Hrsg.): Das Klimasystem der Erde. Akademie Verlag Berlin 1991, 37 - 156

Helbig, A., H. Schirmer: Wirkungsfaktoren im mikro- und mesoklimatischen Scale. In Helbig, Baumüller, Kerschgens (Hrsg.): Stadtklima und Luftreinhaltung. Zweite, vollst. überarb-. und erg. Auflage, Springer Verlag 1999, 6 – 14

Helbig, A.: Niederschlagsstruktur und Verdunstung im Raum Trier. In: Müller, Rumpf, Monheim (Hrsg): Umwelt und Region- Aus der Werkstatt des Sonderforschungsbereichs 522, 2002, 21 – 28

Hendl, M: Globale Klimaklassifikationen. In Hupfer, P. (Hrsg.): Das Klimasystem der Erde. Akademie Verlag Berlin 1991, 218 - 266

Junk, J.: Ausgewählte meteorologische und lufthygienische Aspekte des Stadtklimas von Trier. Dissertation, Univ. Trier, 2010, 191 S.

Kuttler, W.: Stadtklima, Teil1: Grundlagen und Ursachen. UWSF — Z Umweltchem Ökotox, 2004, 16, 3, 187 – 199

Licht, K.: Die raumzeitliche Ausprägung des Klimas der Region Trier in der 2.Hälft des 20. Jahrhunderts. Dissertation Univ. Trier, 2004. Shaker Verlag Aachen 2005, 184 S.

Schönwiese, Chr.-D.: Klimatologie.4. Auflage. Verl. Eugen Ulmer Stuttgart 2013, 440 S.

Werner, P., Gerstengarbe, F.W., 2010: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009). PIK report no. 119, 146 S.