

Beängstigend:
Der Klimawandel
und seine Folgen

Stetiger Rückgang der
Unfallzahlen im Skisport

Westwinde

warm
+
feucht

Motivierend:
Behinderte im Skisport
haben Spaß ohne Grenzen

Winterklima, Klimawandel und Schneesport in den Deutschen Mittelgebirgen

Christoph Schneider¹, Johannes Schönbein², Gunnar Ketzler¹ und Mareike Buttstädt¹

1. Einleitung

Die höheren Lagen der deutschen Mittelgebirge weisen im Winter über längere Perioden eine geschlossene Schneedecke auf, die wiederum von erheblicher Bedeutung für Infrastruktur, Verkehr, Vegetation, Hydrologie, aber auch Wintersporttourismus und Naherholung in den Mittelgebirgsregionen ist (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2003).

Während in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts für Wintersportler selbst in den niedrigeren Mittelgebirgslagen Deutschlands wie in der Eifel oder auf der Schwäbischen Alb vorzügliche Bedingungen mit strengen und schneereichen Wintern gegeben waren, konnten am Ende des Jahrtausends selbst die Hochlagen von Schwarzwald, Bayerischem Wald und Harz in manchen Jahren kaum noch befriedigende Schneeverhältnisse aufweisen (SCHNEIDER et al. 2005).

Sportartikelindustrie, Schneesportler und Anbieter drängen zu einer immer früher beginnenden Schneesport-saison im Herbst. Dies steht jedoch im Gegensatz zur beobachteten Klimaentwicklung, die zukünftig gute Schneebedingungen eher im Spätwinter erwarten lässt. Schneesportler orientieren sich aufgrund ihrer individuellen Erfahrungen und der Wahrnehmung des Komplexes „Klimawandel und Schneemangel“ generell in Richtung höher gelegener Skigebiete und buchen außerdem in Abhängigkeit vom aktuellen Schnee- und Wetterbericht kurzfristiger. Bei dieser Entwicklung werden in jeder Schneesportregion mittelfristig die noch schneesicheren Gebiete von der Nachfragesituation profitieren. Ungünstige Lagen werden dagegen einen weiteren Rückgang der Schneesport-Touristik hinnehmen müssen (UMWELTBEIRAT DSV 2006).

Um den Wintersporttourismus aufrechterhalten zu können, sind die Lift- und Loipenbetreiber gezwungen, sich den klimatischen Verhältnissen anzupassen und reagieren vielfach mit der Planung und dem Bau von Beschneigungseinrichtungen. Hiermit soll vor allem zu Beginn des Winters eine ausreichende Grundlage geschaffen werden, die für den Betrieb der Anlage auch nach zeitweiligen Tauphasen während der Saison ausreicht (SCHNEIDER et al. 2002).

Eine nachhaltige Entwicklung des Schneesports muss ökonomische, ökologische und soziale Aspekte gleichermaßen betrachten und versuchen, sie auszubalancieren: Aus ökonomischer Sicht führt die mit dem Klimawandel einhergehende Verknappung der Schneesportregionen zu einer Verteuerung, die wieder-

um aus sozialer Sicht als problematisch zu sehen ist. Ökologisch bedeutet die Einengung der Schneesportregionen einen zunehmenden Nutzungsdruck auf die verbleibenden schneesicheren Gebiete. Der erwartete zukünftige Temperaturanstieg wird ebenso wie der bereits beobachtete Temperaturanstieg im Winter stärker sein als im Sommer. Dabei können erhebliche regionale Unterschiede auftreten (UMWELTBEIRAT DSV 2006).

Es stellt sich daher die Frage, ob aus klimatologischer Sicht eine Zukunft für den Schneesport in Deutschlands Mittelgebirgen besteht.

2. Klima und Klimawandel

Die Klimaentwicklung ist in den letzten zwei Jahrzehnten durch eine stetig ansteigende Lufttemperatur geprägt und bedingt somit eine relative Schnee-armut in den deutschen Mittelgebirgen (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2006).

Die winterliche Lufttemperatur wird durch die geographische Lage der Mittelgebirge weniger beeinflusst, als der Niederschlag durch Lage und Relief. So bedingt die Exposition gegenüber maritim geprägten Luftmassen, dass im Harz und den Gipfllagen des Südschwarzwaldes Wintermaxima des Niederschlages zu beobachten sind (TRENKLE/VON RUDOLFF 1989, WEISCHET/ENDLICHER 2000). Dagegen sind aufgrund der östlichen Lage Erzgebirge und Bayerischer Wald durch die westlich vorgelagerten Mittelgebirge vergleichsweise gut gegenüber aus westlichen Richtungen vordringenden Luftmassen abgeschirmt und deutlich kontinentaler geprägt (SCHIRMER 1979). Mit geringeren Niederschlagsmengen und niedrigeren mittleren Lufttemperaturen im Winter zeigt sich das Erzgebirge deutlich kontinentaler als der Bayerische Wald (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

Der Report des Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC, www.ipcc.ch) der UNO weist die 1990er Jahre sogar als die wärmste Dekade der letzten 1000 Jahre auf der Nordhemisphäre aus (HOUGHTON et al. 2001). Sehr wahrscheinlich ist eine weitere Verstärkung des Erwärmungstrends. Selbst während eines Zeithorizonts von nur 10 bis 20 Jahren, der für die Rentabilität von Skisportanlagen in Betracht gezogen werden kann, ist bereits mit spürbar milderen Wintertemperaturen (vgl. Abb. 1) zu rechnen (MC CARTHY et al. 2001). Die Veränderungen der Lufttemperatur lassen sich auch in den Gipfllagen der Mittelgebirge nachweisen. Da die Februlare in den 1980er Jahren besonders kalt waren, führt dies zu einem besonders drastischen Anstieg

¹ Geographisches Institut, RWTH Aachen, Templergraben 55, 52056 Aachen, email: christoph.schneider@geo.rwth-aachen.de, Tel. 0241-8096048, Fax 0241-8092157

² Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg

der mittleren Lufttemperatur zwischen den 1980ern und den 1990er Jahren (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

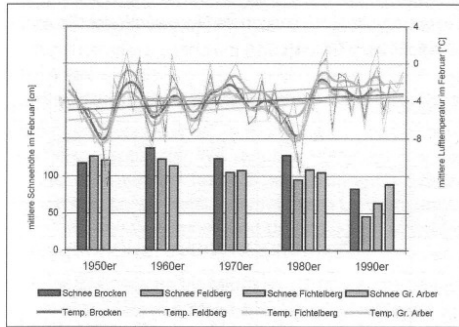


Abb. 1: Verlauf der mittleren Lufttemperatur und der mittleren Schneehöhe im Februar an den Mittelgebirgsgipfelstationen Brocken (Harz), Feldberg (Schwarzwald), Fichtelberg (Erzgebirge) und Großer Arber (Bayerischer Wald) 1950-1999 (Datenquelle: DWD, aus: SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

Die linearen Trends der Lufttemperatur in den Monaten Dezember bis März der letzten 50 Jahre an den vier Gipfelstationen der deutschen Mittelgebirge (Brocken, Fichtelberg, Feldberg und Großer Arber) zeigen mit Werten bis zu 0,48 K/Dekade (Fichtelberg) einen, gegenüber dem allgemeinen nordhemisphärischen Trend der Jahresmitteltemperatur von 0,09 K/Dekade (IPCC DDC 2001), deutlich stärkeren Erwärmungstrend.

Für die Entwicklung des Niederschlags in den Wintermonaten sind die Prognosen allerdings wesentlich unsicherer als für die zuvor beschriebenen Trends der Lufttemperatur. Verlässliche Langzeitprognosen sind hier noch nicht möglich (HOUGHTON et al. 2001, RAPP/SCHÖNWEISE 1996). Wahrscheinlich ist jedoch, dass sich im Zuge der Klimaerwärmung auch die Menge des fallenden Niederschlags im Winter im europäischen Raum geringfügig erhöhen wird und Extremereignisse des Niederschlags vermutlich relativ häufiger auftreten werden. Ein insgesamt milderes Temperaturregime führt zu einer erheblichen Steigerung des flüssigen Anteils am gesamten winterlichen Niederschlag (MAAS et al. 2005).

Trotz ausgeprägter Variabilität des Klimas und, damit zusammenhängend, der winterlichen Schneeverhältnisse von Jahr zu Jahr liegen die Trends zu höherer Lufttemperatur und geringerer Schneedeckenandauer an vielen Messstationen über einer Wahrscheinlichkeit von 95 % und dürfen als statistisch gesichert bezeichnet werden. Die Szenarien des IPCC prognostizieren bis zum Jahre 2100 eine weitere globale Erwärmung von 2 °C bis 5 °C (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2005). Selbst zwischen den Jahren 2000 und 2020 wird es vermutlich zu einem weiteren Anstieg der globalen Mitteltemperatur um fast ein halbes Grad kommen. Im Vergleich zur Erwärmung um 0,7 K in den letzten 100 Jahren zeigt dies, dass sich der Trend zu höheren Temperaturen

wesentlich verstärken wird. Der erwartete zukünftige Temperaturanstieg wird vermutlich ebenso wie der bereits beobachtete Temperaturanstieg in den Gebirgsregionen stärker ausfallen als im globalen Mittel.

3. Klimavariabilität im Winter

Wie bereits erwähnt, ist die Erwärmung im Winter deutlicher als im Sommer. Die Ursachen hierfür sind in den Aktionszentren des Nordatlantiks nahe dem europäischen Festland zu sehen (PORTIS et al. 2001, GRIBI/BÜMPLITZ 1995). Strömungen aus westlicher Richtung transportieren in den Wintermonaten vergleichsweise milde und feuchte Luftmassen nach Mitteleuropa. Die Stärke der Westströmung hängt ab vom Druckgegensatz zwischen Islandtief und Azorenhoch, dessen Variabilität als Nordatlantische Oszillation (NAO) bezeichnet wird (vgl. Abb. 2, JONES et al. 1997, SCHNEIDER et al. 2005).

Mit Hilfe des Nordatlantischen Oszillationsindex (NAOI) wird die Zonalität der die europäische Witterung bestimmenden Luftströmung beschrieben (HURRELL 1995, JONES et al. 1997, WANNER et al. 2000).

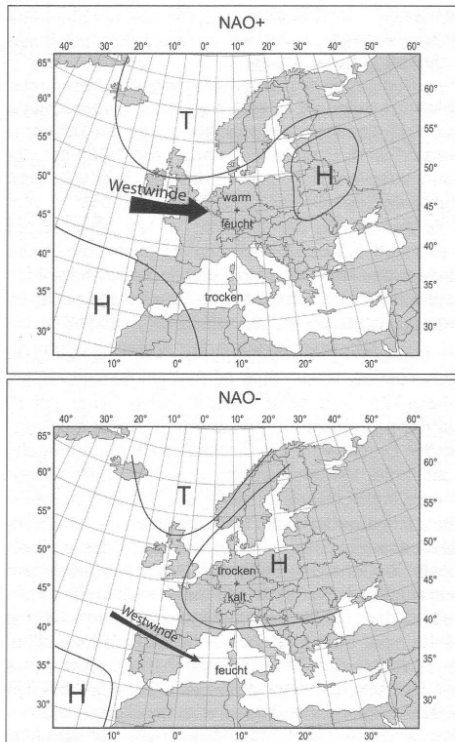


Abb. 2: Konzeptionelle Darstellung der Auswirkungen der NAO auf die Zirkulation im Winter in Europa. Je größer der NAOI (NAO+), umso ausgeprägter ist die Zonalität der Strömung über Mitteleuropa mit einem höheren Risiko von Tauperioden mitten im Winter und Regenniederschlägen, die die Schneedecke angreifen können; vereinfacht nach Wanner et al. 2000.

Die beobachtete Erwärmung der winterlichen Temperaturen während der 1990er Jahre findet zum Teil eine Erklärung in hohen Werten des NAOI in den vergangenen beiden Jahrzehnten (FRAEDRICH/SCHÖN-WIESE 2002), wobei signifikante Korrelationen jedoch nur auf die Monate Januar und Februar beschränkt sind. Der Einfluss des durch eine Schneedecke zusätzlich stabilisierten Kältehochs über Osteuropa, oftmals verbunden mit einem negativem NAOI (WEISCHET/ENDLICHER 2000), kontrastiert besonders in diesen Monaten zu milden atlantischen Luftmassen (oftmals bei positiver NAOI), wodurch sich die besonders hohe Korrelation während des Hochwinters ergibt.

Eine ausgeprägte Zonalität lässt die Lufttemperaturen im Bereich der Mittelgebirge ansteigen. Damit verknüpft ist ein deutlicher Rückgang der Schneedeckenmächtigkeit, der allerdings aufgrund ebenfalls höherer Niederschläge während dieser Witterungslagen zu einem Teil kompensiert wird. Eine Antikorrelation des NAOI mit der Schneedeckenmächtigkeit ist deshalb durchweg nicht signifikant (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

Eine Verstärkung der Zonalität im Nordatlantischen Raum steht in Übereinstimmung mit einem vermuteten Einfluss des anthropogenen Treibhauseffekts auf die natürliche Variation der NAO hin zu anhaltend positiven Indexwerten (PAETH 2000, VISBECK et al. 2001).

Die Verbindung von NAOI und der klimatischen Charakteristik der Winter über Europa gilt mittlerweile als gesichert (CLARK et al. 1999, WANNER et al. 2000). Mit der unterschiedlichen Lage und Stärke der steuernden Druckzentren ist die Häufigkeit des Auftretens bestimmter Wetterlagen eng verknüpft. Die windreichen, vergleichsweise milden und niederschlagsreichen Zonalwetterlagen sind oftmals mit positivem NAOI assoziiert, während meridionale oder antizyklonale Wetterlagen häufig bei stark ausgeprägtem Russlandhoch im Winter Kälte, aber auch Trockenheit bringen. Die Datengrundlage einer Untersuchung hierzu von SCHÖNBEIN/SCHNEIDER (2005) bildet der Katalog der Großwetterlagen nach Paul Hess und Helmuth Brezowski (GERSTENGARBE/WERNER 1993), während die Messwerte von Messstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) der vier Mittelgebirge Südschwarzwald, Harz, Bayerischer Wald und Erzgebirge gewonnen wurden. Die Wetterlagen WZ (zyklonale Westlage), BM (Wetterlage gemischter Zirkulationen) und WA (antizyklonale Westlage) sind die für den Schneedeckenabbau in den deutschen Mittelgebirgslagen bedeutendsten (SCHNEIDER et al. 2005).

Sie treten nach SCHÖNBEIN/SCHNEIDER (2005) in den Wintermonaten Dezember bis März im Zeitraum 1950-1999 mit 54 % aller Fälle deutlich häufiger auf als Schnee akkumulierende Großwetterlagen (19 %), bei denen die NWZ (zyklonale Nordwestlage) die wichtigste ist (vgl. Tab. 1).

Charakter der GWL	GWL	Mittlere Lufttemperatur während des Auftretens [°C]				Mittlere Niederschlagsmenge während des Auftretens [mm]			
		Bay	Erz	Har	SSW	Bay	Erz	Har	SSW
schmelzend	BM	-2,8	-3,4	-1,7	-1,7	0,7	0,7	0,9	0,7
	HM	-2,8	-2,6	-0,7	-0,7	0,2	0,3	0,3	0,3
	SWA	1,4	1,4	3,9	3,7	0,5	0,5	1,1	1,3
	SWZ	2,2	1,0	2,8	3,7	1,3	1,2	2,3	1,2
	WA	0,5	0,6	2,3	2,5	1,3	1,6	2,0	2,5
	WZ	0,8	0,0	1,6	2,4	7,17	3,7	8,7	9,7
Schneedecke aufbauend	NWZ	-2,2	-3,2	-1,3	-0,7	8,5	6,4	9,6	7,9
	NZ	-5,3	-6,6	-4,8	-4,6	4,9	4,1	5,7	6,6
	TRM	-3,0	-3,7	-2,3	-2,6	3,6	3,1	4,1	5,7
	WS	-2,7	-5,0	-3,3	-1,0	5,2	2,8	4,2	10,9

Tab. 1: Mittlere Lufttemperatur und mittlerer täglicher Niederschlag ausgewählter Großwetterlagen 1980-1999 im Bayerischen Wald (Bay), Erzgebirge (Erz), Harz (Har) und Südschwarzwald (SSW) (aus: SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

Die WZ, welche mit 23 % aller Tage (27 Tage pro Saison) die am häufigsten zu beobachtende Großwetterlage während der Wintermonate darstellt (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005), zeigt die deutlichste Veränderung der Lufttemperatur. Positive Lufttemperaturen sind in den Mittelgebirgen bei dieser Großwetterlage von 52 % in den 1980er-Jahren auf über 76 % in den 1990er Jahren gestiegen (SCHNEIDER et al. 2005). Der positive Trend der Lufttemperatur bei der WZ ist mit einem Temperaturanstieg von 0,2 K/Jahr im Gebiet des Erzgebirges am größten. Der Temperaturtrend der WZ in Südschwarzwald und Harz liegt mit 0,13 K/Jahr auf etwas niedrigerem Niveau (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005). Mit einem mittleren Anteil an der Schneedeckenreduktion (23 %) ist die WZ auch die Großwetterlage mit dem größten Schneeschmelzpotential. Die Lufttemperatur liegt dabei im Mittel in den östlich gelegenen Mittelgebirgen deutlich unter den Lufttemperaturen von Harz oder Südschwarzwald. Doch trotz der vergleichsweise hohen Lufttemperaturen, die beim Auftreten der WZ gemessen werden, wurde während ca. 25 % aller WZ-Lagen Schnee akkumuliert. Die dabei abgelagerte Schneemenge entspricht 41 % der gesamten Schneedeckenbeeinflussung der WZ. Die verbleibenden 59 % der Schneedeckenbeeinflussung stellen Phasen dar, während derer die Schneedecke abschmolz. Die geringe mittlere Veränderung der Schneedeckenmächtigkeit zeigt, dass die Bedeutung der WZ für das Abschmelzen der Schneedecke durch die Häufigkeit ihres Auftretens zustande kommt.

Auch bei der WA, die im Mittel an 9 Tagen (7 % aller Fälle) pro Saison auftritt, hat die Anzahl der Tage mit positiven Lufttemperaturen und dadurch bedingt die Anzahl der Tage mit einer hohen Schneeschmelzrate deutlich zugenommen. Ebenfalls geringe Niederschlagsmengen tragen zum Abschmelzen der Schneedecke bei.

Mit einer mittleren Veränderung der Schneedeckenmächtigkeit von $-0,6$ bis $-0,9$ cm/Tag ist das Schneeschmelzpotential der WA deutlich höher als das der WZ. Ähnlich wie bei der WZ zeigt sich auch bei der WA ein deutliches Gefälle der mittleren Lufttemperatur zwischen den westlichen und den östlichen Mittelgebirgen (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

Bei der BM, welche im Mittel an 13 Tagen pro Saison (11 % aller Fälle) auftritt, ist auffällig, dass während der 1990er Jahre deutlich mehr Tage mit positiven Lufttemperaturen zu beobachten sind, während in den 1980er Jahren die BM fast ausschließlich nur negative Lufttemperaturen zeigt (SCHNEIDER et al. 2005). Zusammen mit der HM führt die BM zu einer mittleren Reduktion der Schneedeckenmächtigkeit von 26 %. Die Reduktion der Schneedeckenmächtigkeit während der stabilen Witterungsverhältnisse dieser Wetterlagen ist vermutlich vor allem durch Kompaktion der Schneedecke durch die Metamorphose der Schneekristalle sowie durch Sublimationsverluste während strahlungsreicher Tage verursacht. Die während des Auftretens der NWZ von Nordwesten nach Südosten über Mitteleuropa verlaufende Frontalzone transportiert kalte und feuchte Luftmassen nach Mitteleuropa. Mit dem häufigsten Auftreten aller die Schneedecke aufbauenden Großwetterlagen von immerhin 11 Tagen pro Saison (9 % aller Fälle) und einer mittleren Akkumulationsrate von 1,7 bis 3 cm/Tag hat die NWZ mit ca. 40 % den größten Anteil an der Schneedeckenbildung in den untersuchten Mittelgebirgen. Die mit $-0,7$ °C bis $-3,2$ °C deutlich unter dem Gefrierpunkt liegenden Lufttemperaturen führen zu ergiebigen Schneeniederschlägen. Dabei ist die Variabilität zwischen den Mittelgebirgsräumen jedoch hoch. Mit einem Anteil von 52 % an der mittleren Schneedeckenakkumulation im Gebiet des Bayerischen Waldes ist die Schneedeckenwirksamkeit hier am größten. Im Gegensatz dazu beträgt der Anteil der NWZ am Schneedeckenaufbau im Südschwarzwald nur 29 % (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

4. Natürliche Schneedecke und Klimavariabilität

Die Erwärmung der Lufttemperatur in den letzten beiden Jahrzehnten resultiert in einem deutlichen Rückgang des Dekadenmittels der Schneedeckenmächtigkeit im Februar, und geht mit einer Verkürzung der Periode mit Schneebedeckung in den Mittelgebirgs-lagen einher (vgl. Abb. 1). Neben der Exposition der Gebirgskörper spielt bei der Betrachtung der Schneedeckenentwicklung die Höhenlage der Mittelgebirge eine wichtige Rolle (vgl. Abb. 3) (SCHNEIDER et al. 2005).

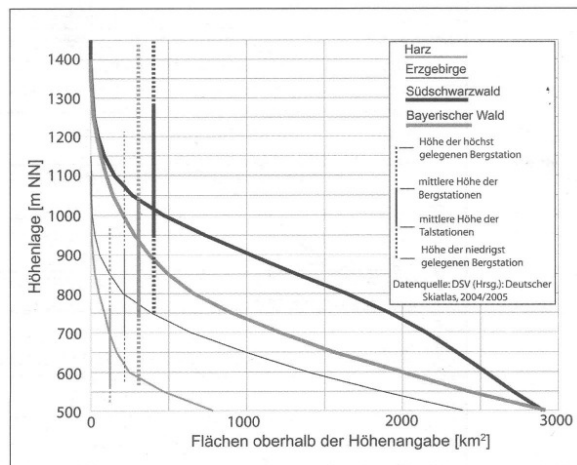


Abb. 3: Flächenanteile der Mittelgebirge nach Höhenschichten und Höhenlage von Liftanlagen.

Oberhalb von 900 m N. N. werden in den Mittelgebirgen weitflächig Schneedeckenandauern (Schneehöhe > 9 cm) über 80 Tage pro Jahr gemessen (KELLER 1979, SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2003), auch wenn beispielsweise die mittlere Schneehöhe im Februar vor allem im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts deutlich abgenommen hat.

Die winterliche Schneedecke der Mittelgebirgsgipfel selbst zeigt sich in ihrer Mächtigkeit von 1980 bis 2000 hoch variabel (siehe Abb. 4).

In einem Winter mit mittleren Schneebedingungen beginnen die Gipfellen während des Novembers einzuschneien und erreichen ihre größte Schneedeckenmächtigkeit in der ersten Märzwoche. Eine geschlossene Schneedecke ist bei allen betrachteten Mittelgebirgsgipfeln von Mitte November bis in den Mai hinein zu erwarten. Nach schneereichen Wintern (ausgewählt nach dem Überschreiten des 87,5 %-Perzentils der Schneedeckensumme der Wintermonate) dauert das Abschmelzen im Mittel bis Ende Mai.

Wird während schneearmer Jahre (ausgewählt nach dem Unterschreiten des 12,5 %-Perzentils der Schneedeckensumme der Wintermonate) die Schneedecke nicht bereits während des Winters vorübergehend völlig aufgeschmolzen, bedingt die geringere mächtige Schneeauflage, dass bis Anfang Mai auf allen beobachteten Mittelgebirgsgipfeln die Schneedecke abgetaut ist. Zieht man die mittlere Schneedeckenmächtigkeit der Gipfellen aller Jahre während des Februars als Vergleichsgröße heran, weist der Feldberg trotz im Vergleich größter Meereshöhe mit 69 cm die geringste Schneedeckenmächtigkeit auf. Nur wenig höher ist diese auf dem Fichtelberg mit 84 cm. Der Brocken und vor allem der Grosse Arber erreichen während des Februars Schneedeckenmächtigkeiten von über 100 cm. Am deutlichsten variiert die Schneedeckenmäch-

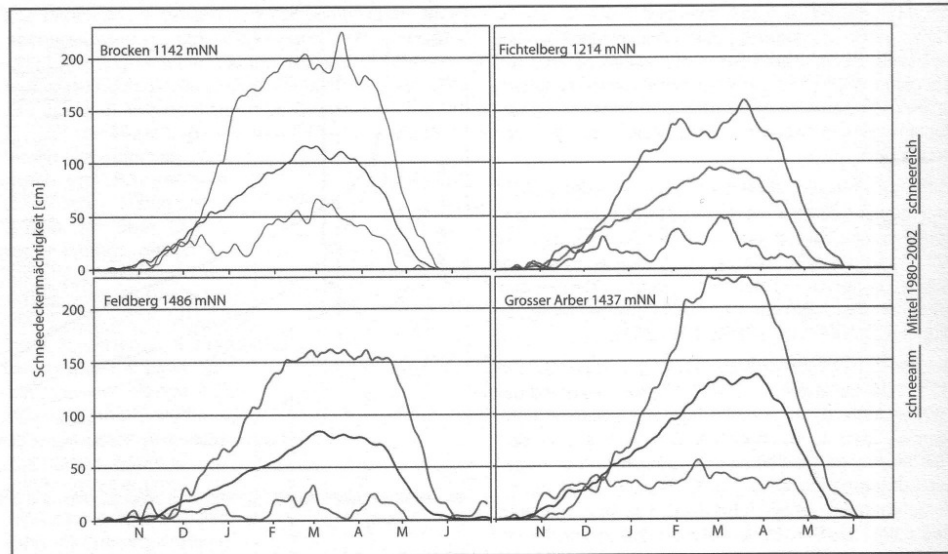


Abb. 4: Zeitlicher Verlauf der gemittelten Schneedeckenmächtigkeit in schneearmen (12,5 %-Perzentil), schneereichen (87,5 %-Perzentil) Wintern und im Mittel im Bereich der Gipfellagen von Brocken (Harz), Fichtelberg (Erzgebirge), Feldberg (Schwarzwald) und Großem Arber (Bayerischem Wald) (aus SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

tigkeit der Winter am Feldberg, wo während schneearmer Winter lediglich 28 %, während schneereicher Winter jedoch 217 % der mittleren Schneehöhe des Monats Februar erreicht werden. Eine mittlere Variation der Schneedeckenmächtigkeit zeigen der Grosse Arber und der Brocken. Auf beiden Gipfeln beträgt die mittlere Schneehöhe schneearmer Winter um die 40 % des im Mittel zu erwartenden Wertes. Während schneereicher Winter wird dieses Mittel um etwa 170 % übertroffen. Der Fichtelberg zeigt die geringste Variabilität. Dort variiert die Mächtigkeit der Schneedecke zwischen schneereichen und schneearmen Jahren im Untersuchungszeitraum zwischen 35 % und 153 % des Mittelwertes. Die mittleren Lufttemperatur- und

Niederschlagswerte (Tab. 2) erklären die Unterschiede zum Teil. So werden die im Mittel niedrigsten Lufttemperaturen auf den östlich gelegenen Gipfeln gemessen. Dies kann mit der nach Osten hin zunehmenden Kontinentalität erklärt werden, wobei die vorhandene Schneedecke durch den Einfluss des Russlandhochs konserviert werden kann (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005). Im Südschwarzwald ist es im Winter seit 1960 im Saisonmittel um mehr als 2,5 °C wärmer geworden (SCHNEIDER et al. 2005).

Die Lufttemperatur auf dem Fichtelberg dagegen bleibt mit einem Mittelwert von -1,6 °C während der schneearmen Jahre deutlich unter dem Gefrierpunkt. Zusam-

Station	Brocken (1142mNN)			Fichtelbg. (1214mNN)			Feldberg (1486mNN)			Gr. Arber (1437mNN)		
	Ø	-	+	Ø	-	+	Ø	-	+	Ø	-	+
Jahre	1980-2000	1990, 1996, 1998	1984, 1987, 1994	1980-2000	1990, 1993, 1998	1980, 1982, 1987	1980-2000	1990, 1991, 1998	1982, 1984, 1986	1982-2000	1990, 1997, 1998	1984, 1987, 1999
Schneedeckentage ≥ 10cm	113	92	115	121	113	121	109	41	111	117	116	115
Lufttemperatur [°C]	-2,8	-2,0	-3,8	-3,4	-1,6	-4,6	-2,0	-0,6	-3,3	-3,3	-1,4	-4,8
Niederschlagssumme [mm]	730	597	861	365	343	372	542	425	659	489	374	525

Tab. 2: Schneedeckentage, Lufttemperatur und Niederschlagssumme im Mittel, bei schneearmen (12,5 %-Perzentil) und schneereichen (87,5 %-Perzentil) Wintern (Dezember bis März, 1980-2000) der Gipfelstationen von Harz (Brocken), Erzgebirge (Fichtelberg), Schwarzwald (Feldberg) und Bayerischem Wald (Großer Arber) (aus: SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

men mit den insgesamt niedrigen Niederschlagswerten lässt dies vermuten, dass dort die Ausbildung einer Schneedecke am stärksten durch die Verfügbarkeit des Niederschlages beeinflusst wird (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

Im Harz und im Bayrischen Wald hat sich die Zahl der Tage mit einer Schneedecke über 10 cm Höhe seit 1960 um ca. 28 Tage verringert. Im Südschwarzwald und im Sauerland liegt diese Zahl sogar noch höher (SCHNEIDER et al. 2005).

Einen hochsignifikanten, negativen Zusammenhang zwischen der mittleren Lufttemperatur und der Mächtigkeit der Schneedecke zeigt sich in allen untersuchten Mittelgebirgsräumen während aller Monate, wohingegen der Zusammenhang zwischen der Monatssumme des Niederschlags und der Schneedeckenmächtigkeit weitaus weniger deutlich ausfällt.

Die zeitliche Variabilität von Eintrittsdatum und Enddatum der Schneedeckensaison in den einzelnen Mittelgebirgen ist so groß, dass es unmöglich ist, einen signifikanten Trend auszumachen. Generell ist zu beobachten, dass die winterliche Schneedeckenperiode bei wärmeren Winterhalbjahren kürzer ist und häufiger von schneefreien Zeiträumen unterbrochen wird. Auffällig ist die annähernde Verdopplung von zonalen Großwetterlagen im Vorfeld von schneearmen Perioden während Wintern mit fragmentierter Schneedecke (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

5. Klimatische Randbedingungen der technischen Schneeerzeugung

Zur Sicherung der Skisaison werden inzwischen vielerorts Beschneiungsanlagen eingesetzt, um der mit steigenden Wintertemperaturen einhergehenden Schneearmut in den Mittelgebirgslagen zu begegnen (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2003). Die zusätzliche Auflage technischen Schnees auf der Skipiste verzögert im Frühling das Abschmelzen der Schneedecke, wodurch sich die Vegetationsperiode um bis zu zwei Wochen verringern kann.

Um die potentielle Beschneibarkeit eines Raumes bestimmen zu können, gilt es als erstes, einen klimatologischen Schwellenwert zu definieren, ab dem die Beschneigung bei vertretbarem finanziellem und zeitlichem Aufwand durchführbar ist. Nach SCHNEIDER/SCHÖNBEIN (2005) vermögen Beschneiungsanlagen ohne kristallisationsfördernde Zusätze ab einer Taupunkttemperatur von etwa $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ und gleichzeitiger Lufttemperatur unter dem Gefrierpunkt gute Ergebnisse zu erzielen. Auf dem Weg von der Schneekanone zur Erdoberfläche werden Eiskügelchen gebildet, die zu diesem Zeitpunkt noch nicht vollständig gefroren sind. Nach dem Beschneien sollten diese Eiskügelchen demnach noch einige Stunden bei Minusgraden auf der Schneeoberfläche ausfrieren können, um ein gutes Beschneieergebnis zu erreichen (FAUVE et al. 2002). Aus diesem Grund sind Lufttemperaturen nahe oder deutlich unter dem Gefrierpunkt notwendig (MAAS et al. 2005).

Die technische Beschneigung ist besonders in den östlichen Mittelgebirgen integraler Teil eines erfolgreichen Konzepts im Schneesporttourismus, da diese durch Kaltluftinbrüche aus östlicher Richtung sowie autochthone Wetterlagen mit strahlungsreicher Witterung thermisch begünstigt sind (SCHNEIDER et al. 2002).

6. Zukünftiges Schneepotential

In einer Studie für den DSV haben SCHNEIDER/SCHÖNBEIN (2006) für alle Mittelgebirge einen Vergleich der wahrscheinlichen Abnahme der Anzahl von Schneetagen mit einer Schneehöhe $> 9\text{ cm}$ und der Anzahl der für die technische Schneeerzeugung möglichen Tage durchgeführt. Dabei wird der Temperaturentrend der vergangenen Jahrzehnte bis zum Jahre 2025 linear fortgeschrieben. Obwohl dieser Ansatz nur als Abschätzung dienen kann und keine Aussagen für einzelne Standorte zulässt, können die wahrscheinlichen Veränderungen damit gut dargestellt werden. Für die Mitte des dritten Jahrzehnts des 21. Jahrhunderts (ungefähr 2025) ist demnach mit einer Reduktion um 18 bis 39 Schneetagen zu rechnen. Die Zahl der möglichen Beschneigungstage reduziert sich um 10 bis 16. Die drastischeren Veränderungen werden jeweils eher im Südwesten erwartet, während östlich und nordöstlich gelegene Mittelgebirge nicht ganz so stark betroffen sein werden. Im Detail können sogar für einige Jahre umgekehrte Effekte auftreten, wie Kap. 7.1 aufzeigt.

7. Fallbeispiele

7.1 Harz

Die Lage des Harzes am nördlichen Rand der deutschen Mittelgebirgsschwelle bedingt eine geringe Abschirmung gegenüber aus nördlichen und nordwestlichen Richtungen vordringenden Luftmassen. GLÄSSER (1994) stellt entsprechend starke Luv-Lee-Effekte bei der Niederschlagsverteilung im Harzvorland fest, die in den Wintermonaten deutlicher hervortreten.

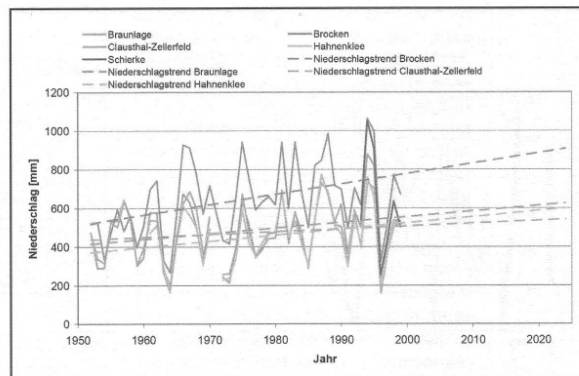


Abb. 5: Summe des Niederschlags pro Saison und Trends des Niederschlags [mm] für die Stationen Braunlage, Brocken, Clautal-Zellerfeld und Hahnenklee (aus: MAAS et al. 2005).

Mit der geringsten Temperaturvarianz von im Mittel (1,8 K) zwischen schneearmen (-2 °C) und schneereichen (-3,8 °C) Jahren sowie den höchsten Niederschlagsmengen ist der Brocken deutlich maritimer geprägt als die anderen betrachteten Mittelgebirgsgipfel. Mit einem mittleren Anteil von 74 % an Tagen mit einer mittleren Lufttemperatur von unter 0 °C zwischen Dezember und März unterscheidet sich der Brocken jedoch kaum von den höher und weiter östlich gelegenen Gipfeln von Erzgebirge und Bayerischem Wald. Die Winterniederschläge haben in den letzten 50 Jahren deutlich zugenommen (vgl. Abb. 5) (MAAS et al. 2005).

Die Niederschläge im Winter fallen zum überwiegenden Teil als Schnee. In den Gipfellagen des Harzes werden in den Monaten Dezember bis Februar Durchschnittsbeträge von etwa 90 % der Niederschlagsgesamtsomme als fester Niederschlag registriert (LIEDTKE/MARCINEK 1995).

Bedingt durch die größere Meereshöhe des Harzes gegenüber den weiter westlich gelegenen Mittelgebirgen sowie seiner weitgehenden Isolation gegenüber aus südwestliche Richtungen vordringenden Luftmassen subtropischen Ursprungs bildet er in Bezug auf den Wintersport einen klimatischen Gunstandort (MAAS et al. 2005). Im Zusammenspiel mit den geringen Lufttemperaturen ergeben die hohen Niederschlagswerte eine vergleichsweise mächtige und anhaltende Schneedecke. Als nachteilig wirkt sich jedoch der geringe Flächenanteil über 1000 m Höhenlage aus (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005).

MAAS et al. (2005) ermittelten Temperaturtrend, Schneehöhe und Schneetage für die Wintersportsaison der Jahre 1971 bis 2000. Danach ist bei einer Höhenlage von 600 m N. N. von Temperaturzunahmen um ca. 0,01 K/a, bei einer Höhenlage von 800 m N. N. um ca. 0,015 K/a und von ca. 0,02 K/a bei 1000 m N. N. auszugehen. Für den Prognosezeitraum 2015 bzw. 2025 ergibt sich bei linearer Trendfortschreibung eine geringe

Veränderung in den tieferen Lagen und eine moderate Erwärmung in den höheren Lagen.

Die Zahl der Schneetage steigt bei der Station Claustral-Zellerfeld leicht an. Für den durch die Stationen Braunlage und Brocken repräsentativen Raum zwischen ca. 600 und 1150 m Höhe ist derzeit ein abnehmender Trend der Anzahl von Schneetagen auszumachen, welcher sich vermutlich bis ins Jahr 2015 fortsetzt (vgl. Abb. 6).

Bei der Bewertung der Wintersportmöglichkeiten sind die Ergebnisse höhenabhängig zu betrachten. Bei der mittleren winterlichen Lufttemperatur sind die Erwärmungstrends in den höheren Lagen zwar stärker als in den Tallagen, allerdings ist in den Tallagen bereits jetzt ein Wert von nur noch wenig unter Null gegeben. Es ist daher in den tieferen Lagen weiter von für den Skisport kritischen winterlichen Temperaturverhältnissen auszugehen.

Bei den Schneehöhen sind die Trends in den Tallagen schwächer ausgeprägt als in den Höhen, d. h. es ergibt sich kein markanter, negativer Trend der Schneehöhe. Dies dürfte im Wesentlichen auf die zunehmenden winterlichen Niederschlagsmengen in allen Höhenlagen zurückgehen. Allerdings liegen die mittleren Schneehöhen in den Tallagen auf einem insgesamt deutlich niedrigeren Niveau. Außerdem muss bei dem relativ hohen winterlichen Temperaturniveau dort insgesamt mit ungünstiger Schneequalität gerechnet werden. Die Trendanalyse bei der mittleren Zahl der Schneetage ergibt weder bei der Tallage noch bei den höheren Lagen Hinweise auf kurzfristige erhebliche Verschlechterungen.

Hinsichtlich der Schneehöhen und Schneetage werden in den nächsten beiden Jahrzehnten trotz der ansteigenden Temperaturen noch ausreichende, natürliche Schneemengen für den alpinen Wintersport in den Höhenlagen um 800 m vorhanden sein. In den Tallagen gilt dies nur eingeschränkt.

Im Mittel der Jahre 1971 bis 2000 ergab sich eine Zahl von 50 Beschneigungstagen für den Standort Braunlage, am Brocken waren es 106 Tage. Der Trend ist für beide Stationen negativ. Nach SCHNEIDER/SCHÖNBEIN (2005) wird im Mittel ein Beschneigungspotential für den Harz von rund 30 Tagen angenommen, in Höhenlagen mehr. Demnach sind im Harz grundsätzlich relativ günstige Bedingungen für die technische Schneeerzeugung zu finden. Bei hohen Windgeschwindigkeiten ist die Beschneigung jedoch aufgrund der Verblasung an den technischen Schneeerzeugern nur sehr eingeschränkt möglich.

7.2 Südschwarzwald

Die Lage im äußersten Südwesten Deutschlands besichert dem Südschwarzwald trotz größter Meereshöhe die im Vergleich mildesten winterlichen Lufttemperaturen. Mit einem mittleren Wert von -2,0 °C liegt die Lufttemperatur am Feldberg deutlich über den an den anderen Standorten gemessenen Werten. Im Mittel liegt damit nur an 66 % aller Tage zwischen Dezem-

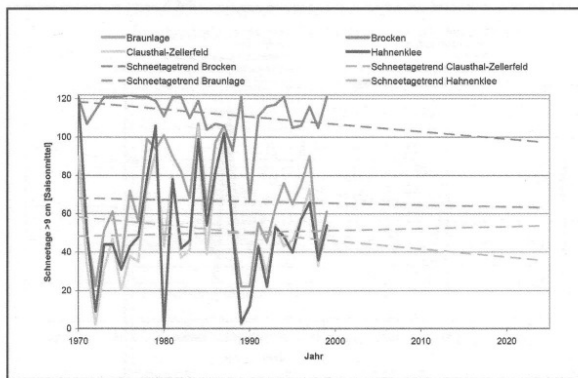


Abb. 6: Entwicklung der Zahl der Schneetage [Tage > 9 cm] bis zum Jahr 2025 für die Stationen Braunlage, Brocken, Claustral-Zellerfeld und Hahnenklee (MAAS et al. 2005).

ber und März das Tagesmittel der Lufttemperatur unter 0 °C. Während schneeärmer Winter steigt das Mittel der Lufttemperatur auf -0,6 °C an, wobei nur noch an 57 % der Tage das Tagesmittel unter 0 °C liegt. Fällt während einer Periode positiver Tagesmitteltemperaturen im Feldberggebiet Niederschlag, so erreicht dieser bei 38 % aller Niederschlagsereignisse die Oberfläche als Regen, der in der Gesamtheit der Untersuchungsperiode mit 18 % an der Schneedeckenreduktion am Feldberg beiträgt (SCHÖNBEIN/SCHNEIDER 2005). Obwohl orographisch weitgehend durch die Vogesen nach Westen abgeschirmt, weisen die Stationen des Südschwarzwaldes im Mittel etwa 15% höhere winterliche Niederschläge aus als jene im Harz. Hierbei ist jedoch die deutlich größere mittlere Höhenlage der Messstationen im Südschwarzwald sowie die ausgeprägte Staulage während der im Winterhalbjahr dominierenden Westwindsituationen (TRENKLE/VON RUDOLFF 1989, WEISCHET/ENDLICHER 2000) zu berücksichtigen. MANIG/SCHIRMER (1961) stellen vor allem bei Südwestlagen große Niederschlagsmengen im Südschwarzwald fest.

Trotz ungünstiger klimatischer Lage weist der Südschwarzwald aufgrund seiner ausgedehnten Hochflächen über 900 m N. N. eine hohe Anzahl von zur Beschneigung geeigneter Räume (mehr als 35 Tage) und eine ebenfalls große Anzahl von Schneedeckentagen (mehr als 50 Tage) auf (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2006).

Die besondere Situation im Südschwarzwald wird bei Betrachtung der Mittel von Lufttemperatur und Schneehöhe in den Wintermonaten deutlich (Abb. 7). Der Zusammenhang wird besonders gut durch eine Tangenshyperbolicusfunktion entsprechend des bei HANTEL et al. (2000) und WIELKE et al. (2004) beschriebenen Verfahren abgebildet.

Anhand der Steigung der angepassten Tangenshyperbolicusfunktion geht hervor, dass die Abnahme der Schneetage bei einer geringen Erwärmung aus-

gehend von Mitteltemperaturen unter -3 °C gering ist, während bei Monatsmitteltemperaturen zwischen ca. -2,5 °C und +2,0 °C, wie sie im Hochwinter im südlichen Hochschwarzwald verbreitet sind, die Abnahme der Anzahl der Schneetage selbst bei einer moderaten Erwärmung hoch ausfällt.

Der Schwarzwald ist also vom Erwärmungstrend besonders stark betroffen. Der beobachtete Temperaturtrend im Südwesten Deutschlands ist außerdem um über 40 % höher als in den meisten anderen Mittelgebirgsregionen Deutschlands. Der Rückgang der natürlichen Schneedecke wird bis zum Jahre 2025 vermutlich 30 bis 40 Tage betragen (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2006). Aus diesem Grunde werden möglicherweise nur noch die Kammlagen des Hochschwarzwaldes von über 1000 m N. N. im Jahre 2025 gute Bedingungen für den Schneesport aufweisen. Lediglich am Feldbergmassiv mit Höhen zwischen 1200 m N. N. und 1450 m N. N. werden noch großflächig gute Skisportbedingungen vorzufinden sein (SCHNEIDER/SCHÖNBEIN 2006).

8. Fazit

Die klimatischen Bedingungen für den Schneesport in den deutschen Mittelgebirgen sind je nach Höhenlage und Lage des Mittelgebirges in Deutschland sehr unterschiedlich. Die großen Unterschiede von Jahr zu Jahr hängen ganz maßgeblich von der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik ab. Aus einer kombinierten Bewertung der Schneedeckentage und des Beschneigungspotentials zeigt sich, dass durch den klimatischen Erwärmungstrend die Wintersportregion deutscher Mittelgebirge einen deutlichen Rückgang erfahren wird. Sowohl was die Variabilität von Jahr zu Jahr als auch was die beobachteten Erwärmungstrends angeht, sind aus der Sicht des Schneesports Regionen bei der Betrachtung gleicher Höhenlagen im Süden und Westen Deutschlands gegenüber den Mittelgebirgen im Osten und Norden benachteiligt.

Aufgrund der nicht mehr aufzuhaltenen Erwärmung muss es deshalb darum gehen, an den dann noch günstigsten Standorten optimale Rahmenbedingungen zu schaffen. Im Bereich des nördlichen Skisports sollte auf eine ausgefeilte Pflege der Spuranlagen geachtet werden. Insbesondere sollte der Untergrund der Loipentrassen so beschaffen sein, dass auch bei geringen Schneehöhen und schlechter Schneequalität noch eine befahrbare Spur bzw. Skatingstrecke angelegt werden kann. Eine nachhaltige Entwicklung des Schneesports in den deutschen Mittelgebirgen muss die zukünftige, klimatisch bedingte, Angebotsverknappung von vornherein in die Entwicklungsstrategien einbeziehen und durch organisatorische, technische und touristische Innovationen neue Perspektiven entwickeln. Die zukünftige

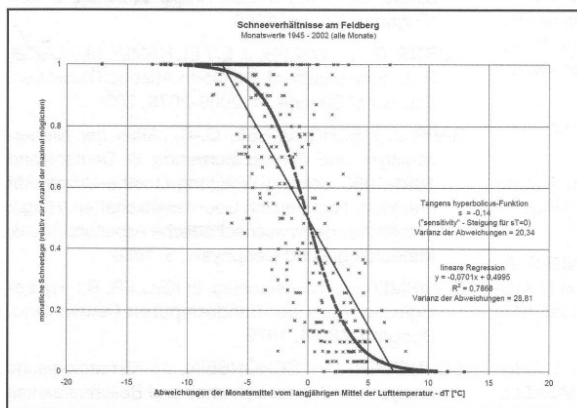


Abb. 7: Zusammenhang zwischen der Zahl der Schneetage [Tage >9 cm] und der Mitteltemperatur am Feldberg 1945 bis 2002.

Entwicklung erfordert eine enge Kooperation zwischen allen beteiligten Partnern und eine gemeinsame konsensfähige Entwicklungsstrategie. Wintersport-Regionen, Kommunen, Anlagenbetreiber, Tourismus-Organisationen und Fachverbände müssen sich rechtzeitig auf die vorhersehbaren Entwicklungen einstellen (vgl. UMWELTBEIRAT DSV 2006).

Sollte der Klimawandel wie prognostiziert voranschreiten, muss trotz Beschneiungsanlagen davon ausgegangen werden, dass in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts in Deutschland erst oberhalb einer Höhe von 1500 m N. N. im Winter regelmäßig eine ausreichende Schneedecke vorhanden sein wird. Für die Schneesportdestinationen in den deutschen Mittelgebirgen wird die Luft dann sehr dünn werden.

Verfasser:

Christoph Schneider et al.
Geographisches Institut, RWTH Aachen,
Templergraben 55, 52056 Aachen
email: christoph.schneider@geo.rwth-aachen.de
Tel. 0241-8096048, Fax 0241-8092157

Literaturnachweis:

- CLARK, M. P. / SERREZE, M. C. / ROBINSON, D. A.: Atmospheric Controls on Eurasian Snow Extent. *International Journal Climatology* 19, 27-40, 1999
- FAUVE, M. / RHYNER, H. U. / SCHNEEBELI, M.: Pistenpräparation und Pistenpflege. Das Handbuch für den Praktiker. Davos, Eidg. Institut für Schnee und Lawinenforschung, 2002
- FRAEDRICH, K. / SCHÖNWIESE, C. D.: Space-time variability of the european climate. In BUNDE, A. / KROPP, J. / SCHELLNHUBER, H. J. (Hrsg.): *The Science of Disasters, Climate Disruptions, Heart Attacks, and Market Crashes*. Berlin, 2002
- GERSTENGARBE, F. W. / WERNER, P. C.: Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881-1992. 4., vollständig neu bearbeitete Auflage. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 113. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach a. M., 1993
- GLÄSSER, R.: *Das Klima des Harzes*. Hamburg, 1994
- GRIBI, N. / BÜMPLITZ, B.: *Klimatologische Auswirkungen der Nord-Atlantischen-Oszillation (NAO) auf den Alpenraum*. Bern, 1995
- HANTEL, M. / EHRENDORFER, M. / HASLINGER, A.: Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. In *International Journal Climatology* 20, 615-640, 2000
- HOUGHTON, J. T. / DING, Y. / GRIGGS, D. J. / NOGUER, M. / LINDEN, P. J. / DAI, X. / MASKELL, K. / JOHNSON, C. A.: *Climate Change 2001: The scientific basis*. Cambridge, New York (www.ipcc.ch), 2001
- HURRELL, J. W.: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679, 1995
- IPCC Data Distribution Center (DDC), www.ipcc.ch, 2001
- JONES, P.D. / JÓNSSON, T. / WHEELER, D.: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. In *International Journal Climatology* 17, 1433-1450, 1997
- KELLER, R.: *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland*. Boppard, 1979
- LIEDTKE, H. / MARCINEK, J.: *Physische Geographie Deutschlands*. Gotha, 1995
- MAAS, C. / KETZLER, G. / SCHNEIDER, C.: *Klimanalyse der Wintersportbedingungen unter Berücksichtigung veränderter klimatischer Rahmenbedingungen für den Standort Schierke, Harz*. Unveröffentlichter Projektbericht, DSV, 2005
- MANIG, M. / SCHIRMER, H.: *Das Klima des südlichen Schwarzwaldes. Einflüsse der Änderung des natürlichen Abflusses auf das Klima*. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Nr. 77, Band 11. Offenbach a. M., 1961
- MC CARTHY, J. J. / CANZIANI, O. F. / LARY, N. A. / DOKKEN, D. J. / WHITE, K. S. (Eds.) (2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability*. Cambridge University Press. Cambridge, (www.ipcc.ch), 2001
- PAETH, H.: *Anthropogene Klimaänderungen auf der Nordhemisphäre und die Rolle der Nordatlantik-Oszillation*. HENSE, A. (Hrsg.): *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Heft 51. St. Augustin, 2000
- PARRY, M. L. (Hrsg.): *Assessment of potential effects and adaptations for climate change in Europe: The Europe ACACIA Project*. Jackson Environment Institute, University of East Anglia. Norwich, United Kingdom, 320 pp, 2000
- PORTIS, D. H. / WALSH, J. E. / EL HAML, M. / LAMB, P. J.: Seasonality of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 14, 2069-2078, 2001
- RAPP, J. / SCHÖNWIESE, C.-D.: *Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990*. Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt, Fachbereich Geowissenschaften (Hrsg.): *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten: Ser. B, Meteorologie und Geophysik*, 5, 1996
- SCHIRMER, H.: *Niederschlag*. In KELLER, R.: *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland*. Boppard, 48-74, 1979
- SCHNEIDER, C. / SCHÖNBEIN, J.: *Klimatologische Analyse der Schneesicherheit und Beschneibarkeit von Wintersportgebieten in deutschen Mittelgebirgen*. *Schriftenreihe Natursport und Ökologie*, Band 19, DSHS Köln, 2006

- SCHNEIDER, C. / SCHÖNBEIN, J.: Klimatologisches Raumpotential. In WIRTSCHAFTSMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.): Nachhaltige Entwicklung des Schneesports und des Wintersporttourismus in Baden-Württemberg. Offenburg, 2005
- SCHNEIDER, C. / SAURER, H. / SCHÖNBEIN, J.: Schneesport ohne Schnee? Praxis Geographie, H. 5, S. 18-23, 2005
- SCHNEIDER, C. / SCHÖNBEIN, J.: Die Schneedecke – Segen für Natur und Wintersport. In KAPPAS, M. / MENZ, G. / RICHTER, M. / TRETER, U. (Hrsg.): Nationalatlas der Bundesrepublik Deutschland, Band 3. Heidelberg, Berlin, 2003
- SCHNEIDER, C. / SCHÖNBEIN, J. / MEIERSHOFER, S.: Modellierung der mikroklimatischen Bedingungen einer präparierten Kunstschneedecke am Beispiel der Skipiste Haldenköpfe/Schauinsland. Unveröffentlichter Projektbericht, 2002
- SCHÖNBEIN, J. / SCHNEIDER, C.: Zur Klimatologie der winterlichen Schneedecke deutscher Mittelgebirge. In GEOÖKO 26, 197-216, 2005
- TRENKLE, H. / VON RUDOLFF, H.: Das Klima im Schwarzwald. In LIEHL, E. / SICK, W.D. (Hrsg.): Der Schwarzwald. Beiträge zur Landeskunde. Bühl/Baden, 1989
- UMWELTBEIRAT DES DEUTSCHEN SKIVERBANDES (DSV) (2006): Thesen und Handlungsempfehlungen des Umweltbeirates des Deutschen Skiverbandes zu den Perspektiven des Schneesports im Zeichen globalen Klimawandels. Ergebnisse abgeleitet aus dem Abschlusskommunikee „Schauinslandthesen“ der gleichnamigen Zukunftswerkstatt am 9. und 10. März 2005 am Schauinsland
- VISBECK, M. / HURRELL, J. / POLVANI, L. / CULLEN, H.: The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. PNAS, Vol. 98, No.23, 12876-12877, 2001
- WANNER, H. / GYALISTRAS, D. / LUTERBACHER, J. / RICKLI, R. / SALVISBERG, E. / SCHMUTZ, C.: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Zürich, 2000
- WEISCHET, W. / ENDLICHER, W.: Regionale Klimatologie Teil 2 – Die Alte Welt – Europa Asien Afrika. Stuttgart, 2000
- WIELKE, L.-M. / HAIMBERGER, L. / HANTEL, M.: Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. In Meteorologische Zeitschrift, 13 (1), 13-17, 2004