

ZUR KLIMATOLOGIE DER WINTERLICHEN SCHNEEDECKE DEUTSCHER MITTELGEBIRGE

JOHANNES SCHÖNBEIN, FREIBURG UND CHRISTOPH SCHNEIDER, AACHEN

SUMMARY

Climatology of the snow cover in winter in German low mountain ranges.

Climatic aspects of the snow cover of Harz, Bayerischer Wald, Erzgebirge and Black Forest were investigated exemplarily for German low mountain ranges. In especially, it was investigated to what extent the duration of the snow cover and its height and variability had changed during recent decades. It was analysed how the snow cover in different regions is affected by certain weather types (Großwetterlagen).

A clear pattern between surface air temperature, overall snow cover height and the temporal fragmentation of the snow cover was revealed. Zonal weather types frequently occur before periods without snow. General warming during the last two decades demonstrably changed the mean impact of certain weather types on the snow cover. There is a significant relationship between the occurrence of the two frequently observed weather types ‚cyclonic west‘ (zyklonale Westlage) and ‚anticyclonic west‘ (antizyklonale Westlage) and the phase of the North Atlantic Oscillation (NAO). This is closely related to a significant correlation between the NAO and the surface air temperature in the low mountain ranges. All weather types with a more zonal arranged pattern clearly show a warming trend.

Keywords: Snow cover, temperature, precipitation, climate variability, weather type (Großwetterlage), German low mountain ranges, Bayerischer Wald, Erzgebirge, Harz, Black Forest

ZUSAMMENFASSUNG

Exemplarisch für die deutschen Mittelgebirge wurden Aspekte der Schneeklimatologie in Harz, Erzgebirge, Bayerischem Wald und südlichem Schwarzwald untersucht. Betrachtet wurde vor allem inwieweit sich die Andauer der Schneedecke, sowie deren Mächtigkeit und Variabilität in den vergangenen beiden Dekaden verändert hat. Dabei wurde auch die regional unterschiedliche Beeinflussung der Schneedecke durch ausgewählte Großwetterlagen analysiert.

Es zeigt sich ein klarer Zusammenhang zwischen der generellen Mächtigkeit der Schneedecke, der vorherrschenden Lufttemperatur, sowie der zeitlichen Fragmentierung der Schneedeckensaison. Treten während eines Winters schneefreie Perioden auf, gehen diesen deutlich gehäuft zonale Wetterlagen voran. Die Erwärmung in den vergangenen zwei Dekaden hat nachweislich die Wirkung der Großwetterlagen auf die Schneedecke verändert. Für die Auftrittswahrscheinlichkeit der beiden während des Winters häufig vorkommenden Großwetterlagen *zyklonale Westlage* (WZ) und *antizyklonale Westlage* (WA) zeigt sich ein signifikanter Zusammenhang mit der Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO). Die signifikante Korrelation zwischen NAO und der Lufttemperatur in den Mittelgebirgen stehen damit in engem Zusammenhang. Deutlich ist bei allen untersuchten Großwetterlagen zonaler Prägung eine Zunahme der winterlichen Lufttemperaturen festzustellen.

Schlüsselwörter: Schneedecke, Temperatur, Niederschlag, Klimavariabilität, Großwetterlage, Deutsche Mittelgebirge, Bayerischer Wald, Erzgebirge, Harz, Schwarzwald

1 EINFÜHRUNG

Obwohl die höheren Lagen der Mittelgebirge über längere Perioden im Winter eine geschlossene Schneedecke aufweisen und diese wiederum von erheblicher Bedeutung für Infrastruktur, Verkehr, Vegetation, Hydrologie aber auch Wintersporttourismus und Naherholung der Mittelgebirgsregionen ist, gibt es im Vergleich zu entsprechenden Untersuchungen zur raumzeitlichen Variabilität der Schneedecke des Alpenraums z.B. (ROHRER 1992, BAUMGARTNER und APFL 1994, BULTOT ET AL. 1994, BENISTON ET AL. 2003, LATERNSER UND SCHNEEBELI 2003) für die Mittelgebirge in Deutschland bisher neben den Ausführungen von CASPER (1962), der Darstellung von SCHIRMER (1979) im Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland (KELLER 1979) und in dessen Neuauflage von RACHNER und SCHNEIDER (2000) keine übergreifende Darstellung der Schneeklimatologie. Diesen und regionalen Arbeiten z.B. (FOJT 1974, GLÄSSER 1994) ist gemein, dass die zeitliche Veränderung der Schneedecke nur wenig Erwähnung findet. MANIG und SCHIRMER (1961) befassen sich mit der Veränderung der Schneedeckenmächtigkeit im Schwarzwald, können jedoch eine solche nicht feststellen. TRENKLE und VON RUDOLFF (1989) stellen eine hohe, zeitliche Variabilität der winterlichen Schneedeckenmächtigkeit des Feldberges fest, und weisen dabei auf die Sonderstellung des Feldberges gegenüber dem Südschwarzwald im Bezug auf die Schneebedeckung hin. Auch NEUMEISTER und REGBER (1993) können aus einer 43jährigen Reihe der Schneehöhen im westlichen Erzgebirge zwar Perioden mit unterschiedlichen charakteristischen Schneehöhengängen extrahieren, aber darüber hinaus keine weiterreichenden Schlussfolgerungen bezüglich eines Klimawandels ableiten.

Im Kontext der jüngsten Klimaveränderungen in Mitteleuropa (vgl. SCHÖNWIESE et al. 1993) ergänzt dieser Beitrag die vorgenannten Arbeiten um wesentliche Aspekte der Variabilität der winterlichen Schneedecke.

In den höchsten Lagen der Mittelgebirge fielen in der Normalperiode 1931-1960 über 35% des Niederschlags als Schnee (SCHIRMER 1979). Oberhalb von 900 m N.N. werden in den Mittelgebirgen weitflächig Schneedeckenandauern (Schneehöhe > 9 cm) über 80 Tage pro Jahr gemessen (KELLER 1979, SCHNEIDER UND SCHÖNBEIN 2003) auch wenn beispielsweise die mittlere Schneehöhe im Februar vor allem im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts deutlich abgenommen hat (SCHNEIDER UND SCHÖNBEIN 2003).

1.1 Untersuchungsraum

Neben der generellen, einstrahlungsbedingten Zunahme der Lufttemperatur von Norden nach Süden (WEISCHET und ENDLICHER 2000) weisen die Mittelgebirge in Deutschland (vgl. Fig. 1) vor allem gegenüber der vorherrschenden Hauptanströmungsrichtung aus südwest- und westlichen Richtungen jeweils eine unterschiedliche, regionalklimatische Situation auf (BÜRGER 2003; HENDL 1995). Besonders während der Wintermonate beeinflusst der hohe Wasserdampfgehalt maritimer Luftmassen den Strahlungshaushalt und damit die Lufttemperatur im Norden Deutschlands negativ (WEISCHET und ENDLICHER 2000). Entsprechend gelten Dezember und Januar im Gebiet des Harzes als die wolkenreichsten Monate (GLÄSSER 1994). Jedoch wird die winterliche Lufttemperatur durch die geographische Lage der Mittelgebirge weniger beeinflusst, als der Niederschlag durch die orographische Situation. So bedingt die Exposition gegenüber maritim geprägter Luftmassen, dass im Harz und den Gipfellagen des Südschwarzwaldes, entgegen der in Deutschland allgemein gültigen Aussage, dass die größeren Niederschlagssummen während der Sommermonate fallen, Wintermaxima des Niederschlages zu beobachten sind (TRENKLE und VON RUDOLFF 1989, WEISCHET und ENDLICHER 2000). Die Lage des Harzes am nördlichen Rand der deutschen Mittelgebirgsschwelle (vgl. Fig. 1) 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 noch deutlicher hervortreten. Die Lage im äußersten Südwesten Deutschlands beschert dem Südschwarzwald trotz größter Meereshöhe die im Vergleich mildesten winterlichen Lufttemperaturen. Obwohl orographisch weitgehend durch die Vogesen nach Westen abgeschirmt, weist das Stationskollektiv des Südschwarzwaldes im Mittel etwa 15% höhere winterliche Niederschläge aus, als das des Harzes (vgl. Fig. 1). Hierbei ist jedoch die deutlich größere mittlere Höhenlage der Messstationen im Südschwarzwald, sowie die ausgeprägte Staulage während der im Winterhalbjahr dominierenden Westwindsituationen (TRÄNKLE und VON RUDOLFF 1989, WEISCHET und ENDLICHER 2000), zu berücksichtigen. MANIG und SCHIRMER (1961) stellen vor allem bei Südwestlagen große Niederschlagssummen im Südschwarzwald fest.

Die östlichen Mittelgebirge Erzgebirge und Bayerischer Wald (Fig. 1) sind durch die westlich gelegenen Mittelgebirge vergleichsweise gut gegenüber aus westlichen Richtungen vordringende Luftmassen abgeschirmt und deutlich kontinentaler geprägt (SCHIRMER 1979). Dabei ist das variskisch streichende Erzgebirge vor allem gegenüber Nord-West Lagen exponiert. Im Bayerischen Wald zeigt sich ein sekundäres Windrichtungsmaximum aus nordöstlich- bis östlichen Richtungen (BÜRGER 2003). Die zugehörigen Witterungslagen, die im Zusammenhang mit einem winterlichen Kältehoch über Osteuropa auftreten (WEISCHET und ENDLICHER 2000), können die Schneedecke von Bayerischem Wald und Erzgebirge konservieren (HENDL 1995). Von den mittleren Lufttemperaturen als auch von der Niederschlagsmenge unterscheiden sich Bayerischer Wald und Erzgebirge jedoch deutlich. Mit noch einmal geringeren Niederschlagssummen und geringeren mittleren Lufttemperaturen zeigt sich das Erzgebirge deutlich kontinentaler als der Bayerische Wald.

Neben der Exposition der Gebirgskörper gegenüber den witterungsbestimmenden Luftmassen spielt bei der Betrachtung der Schneedeckenentwicklung die Höhenlage der Mittelgebirge eine wichtige Rolle (vgl. Fig. 2). Bei ähnlicher maximaler Gipfelhöhe zwischen Südschwarzwald und Bayerischem Wald liegen im Südschwarzwald knapp 500 km² über 1000 m N.N., während auf den Bayerischen Wald nur gut 200 km² Fläche über dieser Höhe zu finden sind. Erzgebirge und Harz erreichen diese Höhe nur in wenigen Gipfellagen.

1.2 Klimavariabilität im Untersuchungsraum

Die globale Erhöhung der Lufttemperatur während des 20. Jahrhunderts betrug ca. 0,7 K (PARRY 2000, HOUGHTON ET AL. 2001). Seit ca. 1960 hat sich der globale Erwärmungstrend verstärkt und die 1990er Jahre gelten als die wärmste Dekade der vergangenen 1000 Jahre auf der Nordhemisphäre (HOUGHTON ET AL. 2001). Die Veränderungen der Lufttemperatur lassen sich auch an den Gipfeln der Mittelgebirge nachweisen (vgl. Fig. 3). Vergleichsweise kalte Februare während der 1980er Jahre führen zu einem besonders drastischen Anstieg der mittleren Lufttemperatur zwischen den 1980ern und den 1990er Jahren. Die Erwärmung der Lufttemperatur resultiert in einem deutlichen Rückgang des Dekadenmittels der Schneedeckenmächtigkeit im Februar (vgl. Fig. 3), der vor allem am Feldberg und am Fichtelberg besonders ausgeprägt ist.

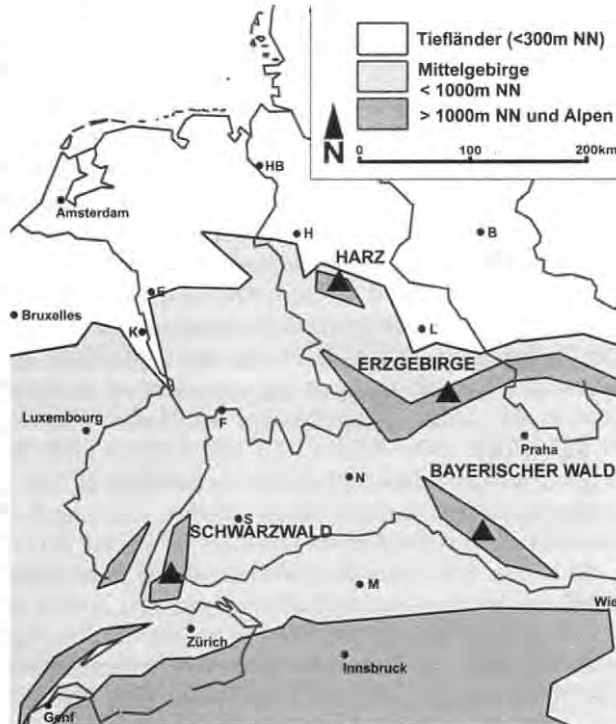


Fig. 1: Lage der Mittelgebirge in Deutschland

Die linearen Trends der Lufttemperatur (Dezember bis März) der letzten 50 Jahre an den vier Gipfelstationen zeigen mit positiven Gradienten von 0,34 K/Dek. (Brocken) bis 0,48 K/Dek. (Fichtelberg) einen Erwärmungstrend, der um ein vielfaches höher ist als das nordhemisphärische Jahresmittel von 0,09 K/Dek. In der gleichen Periode (IPCC DDC 2001). Mit der Erwärmung und dem daraus resultierenden Rückgang der Schneedeckenmächtigkeit, geht auch eine Verkürzung der Periode mit Schneebedeckung in den Mittelgebirgslagen einher (vgl. Kap. 3).

1.3 Einfluss der Nordatlantischen Oszillation auf das Winterklima

Der Zustand der atmosphärischen Zirkulation wird vor allem während des Winters stark durch die dem europäischen Festland naheliegenden Aktionszentren des Nordatlantiks und damit durch den Nordatlantischen Oszillationsindex (NAOI) beschrieben (PORTIS ET AL. 2001, GRIBI UND BÜMLITZ 1995). Als standardisiertes Maß des Druckgegensatzes zwischen dem Bodendruck im Gebiet des Islandtiefs und des Azorenhochs beschreibt der NAOI die Zonalität der die europäische Witterung bestimmenden Luftströmung (HURREL 1995, JONES ET AL. 1997, WANNER ET AL. 2000). Während der Wintermonate treten Luftmassen mit Ursprung im atlantischen Raum in Mitteleuropa als vergleichsweise mild und feucht auf.

Fig. 4 zeigt die zeitliche Entwicklung des NAOI für die Monate Dezember bis März ab 1950. Die beobachtete Erwärmung der winterlichen Temperaturen während der 1990er Jahre findet zu einem

Anteil eine Erklärung in hohen Werten des NAOI (FAEDRICH und SCHÖNWIESE 2002). Ob der positive Trend des NAOI im Zusammenhang mit wärmeren Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik im Zuge globaler Erwärmung steht, ist noch Gegenstand aktueller Forschung (RODWELL 2003, PAETH ET AL. 2003).

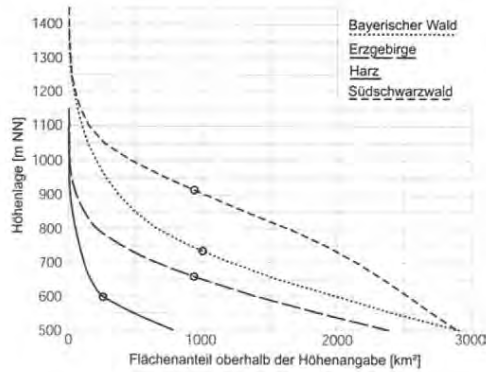
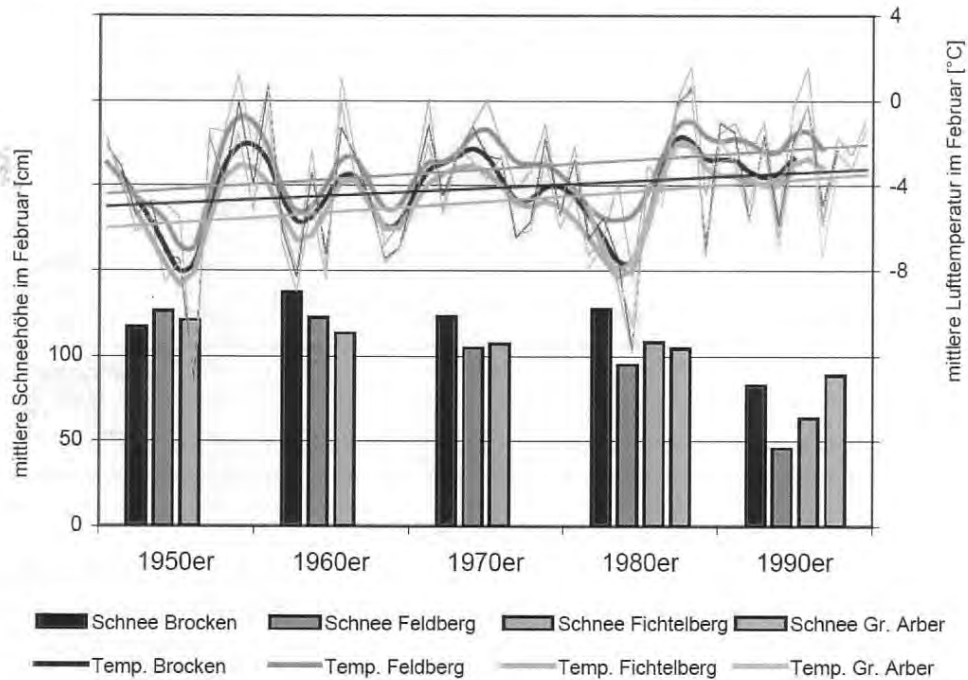


Fig. 2: Flächenanteile der Mittelgebirge nach Höhenschichten; der Kreis markiert die mittlere Höhenlage der zur Untersuchung verwendeten Wetterstationen des DWD (vgl. Kap. 2).

2 DATEN

Für die im weiteren vorgestellten Untersuchungen wurden tagesauflösende Witterungsdaten von Lufttemperatur, Niederschlagssumme und Schneedeckenhöhe des Deutschen Wetterdienstes (DWD) der Monate Dezember bis März verwendet. Der Zeitraum Dezember bis März wurde gewählt, weil damit der für den Schneesport in den Mittelgebirgen bedeutende Zeitraum erfasst wird.

Fig.3: Mittlere Lufttemperatur (5-jähriges gleitendes Mittel) und linearer Trend der Lufttemperatur sowie mittlere Schneehöhe in Dekadenmittelwerten des Februars der Gipfelstationen von Harz (Brocken), Erzgebirge (Fichtelberg), Schwarzwald (Feldberg) und Bayrischem Wald (Großer Arber), Datenquelle: DWD.



Tab. 1: Kollektive der Stationen des DWD der Mittelgebirge

Gebirge	DWD- Station	Stationsname	Höhenlage mNN]
Bayerischer Wald	04490	Bodenmais	648
	04514	Grainet-Rehberg	655
	40121	Philippsreuth	917
	91301	Bayerisch Eisenstein	710
	91312	Zwieslerwaldhaus	699
	91315	Zwiesel	690
	91323	Lindberg- Buchenau	740
	91461	St. Englmar	810
	92266	Kirchdorf im Wald	613
	92284	Mauth	811
	92285	Freyung- Kreuzberg	803
Erzgebirge	42006	Muldenberg	710
	42015	Sosa (Ts)	650
	42063	Elterlein	600
	42069	Rittersgrün	690
	42303	Crottendorf	640
	42342	Jöhstadt	717
	43328	Erlbach OT Eubabrunn	582
	43336	Werda	595
	43343	Grünbach	697
Harz	03977	Hahnenklee	567
	44419	Sorge	508
	54048	Ilseburg	565
	54515	Rehberger Grabenhaus	683
	54523	St. Andreasberg	680
	54710	Clausthal-Z-Erbprinzen.	555
Südlicher Schwarzwald	02325	Todtmoos	855
	02735	Schonach	904
	02766	Friedenweiler	928
	02767	Titisee	846
	02771	Hinterzarten	883
	02774	St. Blasien – Menzenschwand	885
	02775	Schluchsee	963
	02776	St. Blasien	795
	02777	Höchenschwand	1008
	02915	Schönwald (Schw.)	1025
	70232	Bernau- Goldbach	928
	70328	Breitnau	1005
	70337	Oberried - St. Wilhelm	920

Um lokale Effekte einzelner Stationen zu minimieren wurde für jedes Mittelgebirge eine Datenreihe aggregiert. Dabei wurden jeweils die Stationen ausgewählt, die in einem zweiseitigen Korrelationstest nach Pearson gegenüber der Mehrzahl aller weiteren Stationen einen Korrelationskoeffizienten von mindestens $r = 0,9$ bezüglich der täglichen Veränderung der Schneedeckenhöhe auf-

wiesen. Die ausgewählten Stationen sind in Tab. 1 aufgeführt. Die mittlere Höhenlage der verwendeten Stationen ist in Fig. 2 mit einem Kreis markiert. Die Höhenunterschiede zwischen den Mittelgebirgsräumen sind bei der Interpretation der Ergebnisse zu berücksichtigen. Für die Bestimmung von Korrelationen der Zeitreihen (Tab. 3 und 5) wurden die Daten trendbereinigt.

Tab. 2: Schneedeckentage, Lufttemperatur und Niederschlagssumme im Mittel, bei schneearmen (12,5%-Perzentil) und schneereichen (87,5%-Perzentil) Wintern der Gipfelstationen von Harz (Brocken), Erzgebirge (Fichtelberg), Schwarzwald (Feldberg) und Bayrischem Wald (Großer Arber).

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
Schnee- decken- tage ≥ 10cm	113	92	115	121	113	121	109	41	111	117	116	115
Lufttem- peratur [°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
Nieder- schlags- summe [mm]	730	597	861	365	343	372	542	425	659	489	374	525

Tab. 3: Zweiseitige Pearson-Korrelation der Schneedeckenmächtigkeit mit der Lufttemperatur und der Niederschlagssumme; signifikant auf dem 99%-Niveau, signifikant auf dem 95%-Niveau.

Monat	Dez		Jan		Feb		Mär	
	T	N	T	N	T	N	T	N
Bayerischer Wald	-0,35	0,07	-0,33		-0,27		-0,44	0,13
Erzgebirge	-0,48		-0,48		-0,39		-0,49	0,08
Harz	-0,45		-0,44		-0,38		-0,49	
Südschwarzwald	-0,31	0,08	-0,39		-0,47		-0,36	0,11

Der NAOI basiert auf den Messwerten der Stationen Reykjavik und Gibraltar (Datenquelle: Climate Research Unit, University of East Anglia, <http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/nao.dat>).

Die Großwetterlagendaten, entsprechend der auf BAUR (1948) aufbauenden, erweiterten Großwetterlagendefinition nach HESS und BREZOWSKY (1952), sind GERSTENGARBE ET AL. (1993) sowie den regelmäßig erscheinenden Ausgaben der Großwetterlagen Europas des DWD entnommen.

Fig. 4: Saisonmittel (Monate Dezember bis März) und gleitender Durchschnitt über 5 Datenpunkte des NAOI.

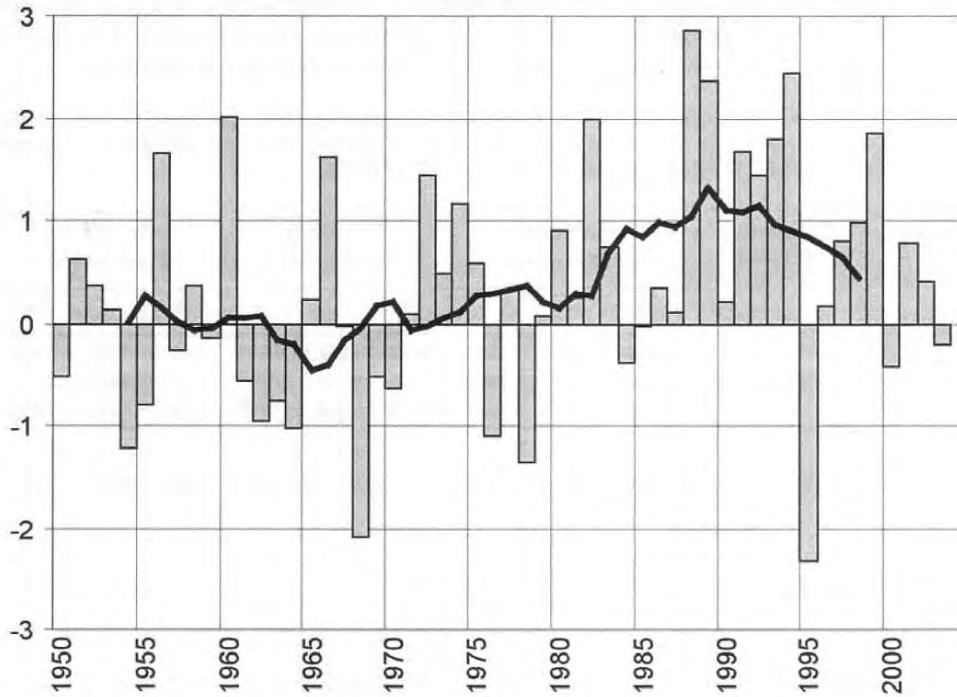
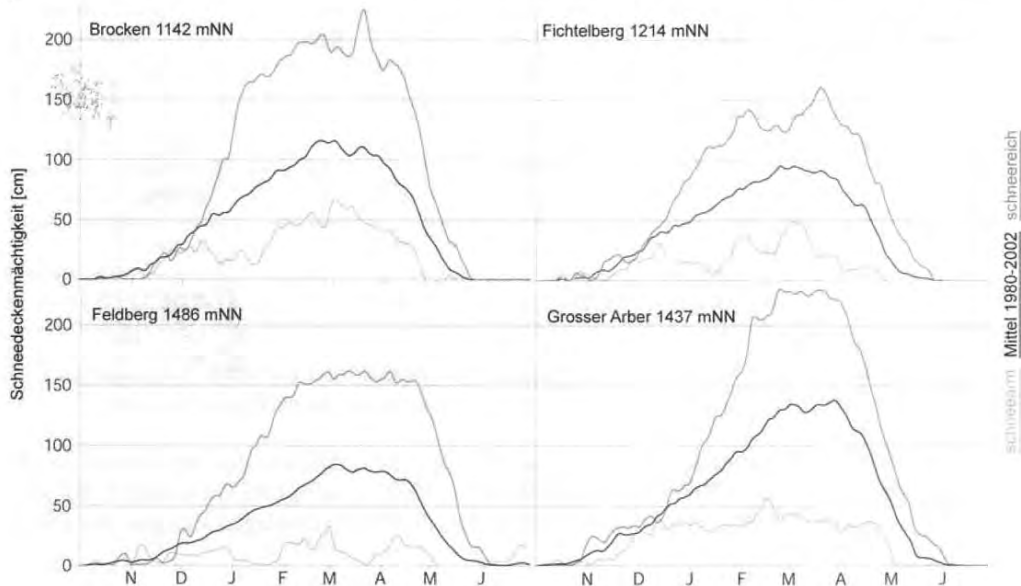


Fig. 5: Zeitlicher Verlauf der gemittelten Schneedeckenmächtigkeit in schneearmen (12,5%-Perzentil), schneereichen (87,5%-Perzentil) Wintern und im Mittel im Bereich der Gipfellagen von Brocken (Harz), Fichtelberg (Erzgebirge), Feldberg (Schwarzwald) und Großem Arber (Bayerischem Wald).



3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

3.1 Schneedecke und Winterklima der Gipfellagen der Mittelgebirge

Die winterliche Schneedecke der Mittelgebirgsgipfel zeigt sich in ihrer Mächtigkeit im Untersuchungszeitraum von 1980 bis 2000 hoch variabel. Fig. 5 zeigt den Verlauf der Schneedeckenmächtigkeit während des Winterhalbjahres an den untersuchten Gipfelstationen.

In einem Winter mit mittleren Schneeverhältnissen beginnen die Gipfellagen während des Novembers einzuschneien und erreichen ihre größte Schneedeckenmächtigkeit in der ersten Märzwoche. Am Brocken (Harz) wird die größte Schneedeckenmächtigkeit im Mittel einige Tage früher erreicht. 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 schneeärmer Jahre (ausgewählt nach dem Unterschreiten des 12,5%-Perzentils der Schneedeckensumme) die Schneedecke nicht bereits während des Winters vorübergehend völlig aufgeschmolzen, bedingt die geringermächtigste Schneeeauflage, dass bis Anfang Mai auf allen beobachteten Mittelgebirgsgipfeln die Schneedecke abgetaut ist.

Tab. 2 weist die mittlere Andauer einer geschlossenen Schneedecke von mindestens 10 cm Mächtigkeit für die Monate Dezember bis März für die untersuchten Gipfelstationen aus. Nach diesem Kriterium wird die Schneedecke des Feldberges während schneeärmer Winter im Vergleich besonders häufig stark angegriffen, wohingegen am Grossen Arber selbst während schneeärmer Winter die Schneedecke als solche vorhanden bleibt.

Zieht man die mittlere Schneedeckenmächtigkeit der Gipfellagen aller Jahre während des Februars als Vergleichsgröße heran (vgl. Fig. 3), weist der Feldberg trotz im Vergleich größter Meereshöhe mit 69 cm die geringste Schneedeckenmächtigkeit auf. Nur wenig höher ist diese auf dem Fichtelberg (Erzgebirge) mit 84 cm. Der Brocken und vor allem der Grosse Arber (Bayerischer Wald) erreichen während des Februars Schneedeckenmächtigkeiten von über 100 cm.

Am ausgeprägtesten variiert die Schneedeckenmächtigkeit der Winter am Feldberg, wo während schneeärmer 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 schneeärmer 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 des Klimas erklärt werden. Dabei kommen Fichtelberg und Großer Arber während eher meridional geprägter Winter in den Einfluss des sich bis in den Osten Deutschlands ausdehnenden Russlandhochs, wodurch eine vorhandene Schneedecke konserviert werden kann (WEISCHET und ENDLICHER 2000).

Zwar variiert die Lufttemperatur auch auf dem Fichtelberg zwischen schneearmen und schneereichen Jahren, bleibt mit einem Mittelwert von $-1,6^{\circ}\text{C}$ während der schneearmen Jahre jedoch deut-

lich unter dem Gefrierpunkt. Die insgesamt niedrigen Niederschlagswerte am Fichtelberg lassen zusammen mit den vergleichsweise kalten Lufttemperaturen vermuten, dass dort die Ausbildung einer Schneedecke am stärksten durch die Verfügbarkeit des Niederschlags beeinflusst wird. Der Niederschlag weist hier in Korrelation zur Änderung der Schneedeckenmächtigkeit im Vergleich den höchsten Wert auf.

Mit der geringsten Temperaturvarianz von im Mittel (1,8 K) zwischen schneearmen (-2°C) und schneereichen ($-3,8^{\circ}\text{C}$) Jahren, sowie den höchsten Niederschlagssummen ist der Brocken deutlich maritimer geprägt als die anderen Mittelgebirgsgipfel. Mit einem mittleren Anteil von 74% 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 hohen Niederschlagswerte ergeben im Zusammenspiel mit den geringen Lufttemperaturen eine vergleichsweise mächtige und anhaltende Schneedecke.

Mit einem mittleren Wert von $-2,0^{\circ}\text{C}$ liegt die Lufttemperatur am Feldberg deutlich über den an den anderen Standorten gemessenen Werten. Im Mittel liegen damit nur an 66% der Tagen zwischen Dezember und März die Tagesmittel der Lufttemperatur unter 0°C . Während schneearmer Winter steigt das Mittel der Lufttemperatur auf $-0,6^{\circ}\text{C}$ 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. Die Schneedecke des Feldberges verliert während jedes Regentages im Mittel ca. 2,5 cm an Mächtigkeit. In der Gesamtheit der Untersuchungsperiode tragen Tage mit Regenniederschlag zu 18% der Schneedeckenreduktion am Feldberg bei.

Den Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Mächtigkeit der Schneedecke dokumentiert Tab. 3. In allen untersuchten Mittelgebirgsräumen zeigt sich während aller Monate ein hochsignifikanter, negativer Zusammenhang zwischen mittlerer Lufttemperatur und der Mächtigkeit der Schneedecke. Der Zusammenhang zwischen Niederschlagssumme und Schneedeckenmächtigkeit ist weitaus weniger deutlich und zeigt sich signifikant auch nur während des Dezembers im Südschwarzwald und Bayerischen Wald, sowie während des März im Bayerischen Wald, Erzgebirge und Südschwarzwald.

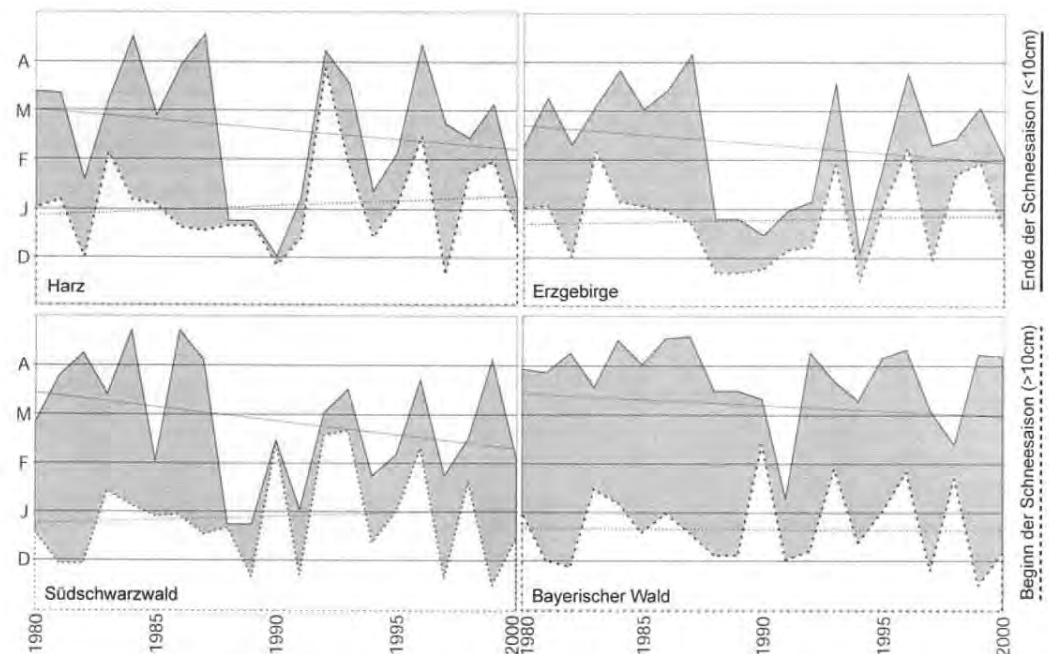
3.2 Zeitliche Variabilität der winterlichen Schneedecke

Um die zeitliche Variabilität der Schneedecke zu untersuchen, wurde für jedes Mittelgebirge die längste, zusammenhängende Andauer einer Schneedecke von mindestens 10 cm Mächtigkeit, basierend auf den aggregierten Reihen der Mittelgebirgsräume der Jahre 1980 bis 2000 in Fig. 6 dargestellt. Traten während eines Winters mehrere Perioden mit einer Schneedecke auf, wurden diese als nicht zusammenhängend angesehen, wenn sie durch eine Periode von mindestens 10 Tagen mit weniger als 10 cm Schneehöhe getrennt waren. In diesem Fall wurde die jeweils längere Periode dargestellt. Neben einer generellen Verkürzung der Schneedeckenperiode während der 20 Jahre des Untersuchungszeitraumes variiert das für die wintersportliche Nutzung bedeutungsvolle Eintrittsdatum einer geschlossenen Schneedecke während den wärmeren 1990er Jahren vergleichsweise stärker, als dies in den 1980er Jahren der Fall war.

Die zeitliche Variabilität von Eintrittsdatum und Enddatum der Schneedeckensaison ist so groß, dass es unmöglich ist, einen signifikanten Trend auszumachen. Während der 1990er Jahre konnte die Schneedecke nach Beginn der Schmelzperiode früher aufgezehrt werden, so dass sich in allen untersuchten Mittelgebirgen, mit Ausnahme des Bayerischen Waldes, ein früheres Ausapern der Flächen und eine tendenzielle Verkürzung der Schneedeckensaison feststellen lässt (Fig. 6). Gene-

rell ist zu beobachten, dass je wärmer die Winterhalbjahre sind und damit je kürzer die winterliche Schneedeckenperiode andauert, desto häufiger sind diese auch von schneefreien Zeiträumen unterbrochen. Vor allem während der schneearmen Winter 1988/1989 bis 1991/1992 konnte eine häufige Fragmentierung der Schneesaison beobachtet werden. Die geringmächtigere Schneeauflage während dieser Winter erlaubte warmen Witterungsphasen, bis in hohe Lagen die Schneedecke anzugreifen und frühzeitig aufzuzehren.

Fig. 6: Beginn und Ende der längsten zusammenhängenden Periode mit einer Schneedeckenmächtigkeit von mindestens 10 cm in Harz, Erzgebirge, Südschwarzwald und Bayerischem Wald. Die punktierten Linien stellen den linearen Trend von Eintrittsdatum (blau) und Enddatum (rot) der geschlossenen Schneedecke dar



Während der schneefreien Perioden lagen im Untersuchungszeitraum von 1980 bis 2000 die beobachteten Lufttemperaturen der Monate Januar und Februar im Mittel 4,4 K höher als in Wintern mit einer geschlossenen Schneedecke während des gleichen Zeitraumes. Dabei war der Unterschied zwischen den Mittelgebirgen gering. Auffällig ist die Häufung von zonalen Großwetterlagen im Vorfeld von schneearmen Perioden während Wintern mit fragmentierter Schneedecke: So machen zonale Großwetterlagen im Mittel während des Januars einen Anteil von 37% und während des Februars einen Anteil von 30% aus. Während eines Zeitraumes von acht Tagen, die den schneefreien Perioden vorangehen, traten zonale Großwetterlagen mit einem Anteil von 59% (Harz) bis 95% (Bayerischer Wald) während des Januars mehr als doppelt so häufig auf. Etwas weniger deutlich stellt sich die Situation während des Februars dar (vgl. Tab. 4).

3.3 Der Einfluss der Nordatlantischen Oszillation auf das Winterklima der Mittelgebirge

Auf die Zunahme westlich geprägter Großwetterlagen im Zusammenhang mit der Intensivierung der zonalen Zirkulation im Nordatlantischen Raum hat BISSOLLI (2001, 1999) hingewiesen. Er-

wartungsgemäß ist eine deutliche Korrelation der Lufttemperatur der Mittelgebirgslagen mit dem NAOI während der Wintermonate zu beobachten (Tab.5). Signifikante Korrelationen sind jedoch auf Januar und Februar beschränkt und sind im Februars besonders ausgeprägt. Der Einfluss des, durch eine Schneedecke zusätzlich stabilisierten Kältehochs über Osteuropa (WEISCHET UND ENDLICHER 2000), kontrastiert besonders in diesen Monaten zu milden atlantischen Luftmassen, 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 durch ebenfalls höheren Niederschlag während zonaler Witterungslagen zu einem Teil kompensiert wird. Eine Antikorrelation des NAOI mit der Schneedeckenmächtigkeit ist deshalb durchweg nicht signifikant.

Mittelgebirge	Januar	Februar
Bayerischer Wald	95%	44%
Erzgebirge	76%	35%
Harz	59%	35%
Südschwarzwald	64%	56%
Mittel der Jahre 1980 bis 2000	37%	30%

Tab. 4: Anteil an Großwetterlagen mit zonaler Zirkulation im Untersuchungszeitraum von 1980 bis 2000, die während 8 Tage vor schneefreien Perioden im Vergleich zum Mittel des Monats auftraten; für Bayerischer Wald, Erzgebirge, Harz und Südschwarzwald und im Mittel über alle Tage aller 21 Untersuchungsjahre

		Dezember	Januar	Februar	März
Lufttemperatur	Bayerischer Wald		0,56	0,78	keine signifikante Korrelation
	Erzgebirge		0,63	0,82	
	Harz		0,69	0,85	
	Südschwarzwald		0,54	0,82	
Niederschlag	Bayerischer Wald	0,42	0,43	0,45	
	Erzgebirge				
	Harz		0,49	0,54	
	Südschwarzwald			0,49	

Tab. 5: Zweiseitige Pearson-Korrelation der Monatesmittel des NAOI mit den Monatsmittelwerten von Lufttemperatur und Niederschlag; signifikant auf dem 99%-Niveau, signifikant auf dem 95%-Niveau.

3.4 Der Einfluss verschiedener Großwetterlagen auf die winterliche Schneedecke

Die Auswahl der in Tab. 6 aufgeführten Großwetterlagen erfolgte nach dem Maß ihrer Beeinflussung der winterlichen Schneedeckenmächtigkeit und der Häufigkeit ihres Auftretens. Entsprechend der erweiterten Definition einer Großwetterlage nach HESS und BREZOWSKY (1952), die eine Mindestandauer von drei Tagen für eine Großwetterlage fordert, musste eine Großwetterlage im Mittel der Wintermonate (Dezember bis März) entsprechend an mindestens drei Tagen, also auch mindestens einmal pro Winter, aufgetreten sein. Weiteres Kriterium zur Auswahl der Großwetterlagen war die Schneedeckenwirksamkeit, also der gemittelte Einfluss einer jeweils herrschenden Großwetterlage auf die Mächtigkeit der Schneedecke. Ausgewählt wurden die Großwetterlagen, deren Schneedeckenwirksamkeit im ersten und vierten Quartil der empirischen Verteilungsfunktion lag. Die in Tab. 6 dargestellte Auswahl der Großwetterlagen umfasst insgesamt 73% aller während des Untersuchungszeitraumes aufgetretenen Wetterlagen. Dabei treten Großwetterlagen mit negativer Schneedeckenwirksamkeit mit 54% aller Fälle deutlich häufiger auf, als Schnee akkumulierende Großwetterlagen mit 19%. Die berücksichtigten Wetterlagen umfassen

78% aller schneesammelnden und 83% aller schneeablagenden Witterungszustände im Untersuchungszeitraum.

Tab. 6: Auftretshäufigkeit im Zeitraum 1960-2000 und Schneedeckenbeeinflussung in Bayrischem Wald (Bay), Erzgebirge (Erz), Harz (Har) und Südschwarzwald (SSW) im Zeitraum 1980-2000 der schneedeckenwirksamsten Wetterlagen: BM (Hochdruckbrücke Mitteleuropa, gemischt); HM (Hoch Mitteleuropa, gemischt); NWZ (zyklonale Nordwestlage, gemischt); NZ (zyklonale Nordlage, meridional); SWA (antizyklonale Südwestlage, gemischt); SWZ (zyklonale Südwestlage, gemischt); TRM (Trog Mitteleuropa, meridional); WA (antizyklonale Westlage, zonal); WS (Südliche Westlage, zonal); WZ (zyklonale Westlage, zonal).

Charakter der GWL	GWL	Häufigkeit des Auftretens in %	Σ	Häufigkeit des Auftretens in Tagen / Saison	Anteil an Schneeeakkumulation / Schneeschmelze in %					Mittlere Veränderung der Schneedeckenmächtigkeit pro Tag des Auftretens in cm				Veränderung des Auftretens 1980-1999 gegenüber 1960-1979 in %		
					Gesamt	Σ	Bay	Erz	Har	SSW	Gesamt	Bay	Erz		Har	SSW
schmelzend	BM	10,9	54,4	13,1	16,5	78,7	16,2	12,1	15,6	22,0	-0,8	-0,8	-0,5	-0,7	-1,1	151
	HM	6,0		7,3	9,5		10,1	8,9	10,8	8,2	-0,8	-0,9	-0,7	-0,9	-0,7	102
	SWA	4,2		5,1	8,2		10,6	7,2	8,2	6,7	-1,0	-1,3	-0,8	-0,9	-0,8	164
	SWZ	2,8		3,3	10,4		10,1	9,6	9,5	10,4	-1,9	-1,9	-1,6	-1,7	-2,3	47
	WA	7,6		9,1	10,8		12,7	11,6	10,3	8,6	-0,7	-0,9	-0,7	-0,7	-0,8	270
	WZ	22,9		27,5	23,3		15,3	34,6	20,2	23,0	-0,5	-0,4	-0,7	-0,4	-0,5	135
akkumulativ	NWZ	9,0	19,2	10,9	40,7	83,4	52,3	38,6	42,2	29,6	2,3	3,4	1,9	2,2	1,8	152
	NZ	2,7		3,2	23,8		20,1	25,2	21,6	28,4	4,5	4,4	4,2	3,9	5,7	88
	TRM	3,7		4,4	12,2		8,4	13,0	12,2	15,1	1,7	1,3	1,6	1,6	2,2	101
	WS	3,8		4,5	6,7		5,5	4,3	4,4	12,6	0,9	0,8	0,5	0,6	1,8	74
					Σ 73,6											

Die Einteilung der Großwetterlagen in „Schneedecke aufbauend“ und „Schneedecke schmelzend“ wurde nach dem gemittelten Schneedeckeneinfluss vorgenommen. Deshalb treten während Großwetterlagen, deren Schneedeckeneinfluss als negativ klassifiziert wurde, auch vereinzelt Tage auf, während derer Schnee akkumuliert wird und umgekehrt. Fig. 7 zeigt die Dekadensummen der Auftretshäufigkeit der Großwetterlagen für die Wintermonate Dezember bis März der Jahre 1950 bis 1999. In Übereinstimmung mit der Zunahme der Zonalität im Nordatlantischen Raum (vgl. Kap. 1.3 und Kap. 3.3) hat die Häufigkeit des Auftretens der antizyklonalen Westlage (WA) und der zyklonalen Westlage (WZ) zugenommen. Besonders deutlich wird das während der vergangenen 2 Dekaden. Ein Korrelationstest nach Pearson ergibt für die betrachteten Wintermonate einen auf dem 95%-Niveau signifikanten Zusammenhang positiver NAOI mit der Häufigkeit des Auftretens von WZ- und WA-Wetterlagen. Die erklärte Varianz der Auftretshäufigkeit von WZ und WA durch den NAOI beträgt ca. 30%.

3.4.1 Schneedecken abbauende Wetterlagen

Mit 23% aller Tage (27 Tage pro Saison) ist die WZ die am häufigsten zu beobachtende Großwetterlage während der Wintermonate (Tab. 6). Mit einem mittleren Anteil an der Schneedeckenreduktion von 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. Trotz der vergleichsweise hohen Lufttemperaturen, die bei 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 der WZ stel-

len Phasen dar, während derer die Schneedecke abschmolz. In der Summe ergibt sich daraus eine geringfügig negative Schneedeckenwirksamkeit. Die geringe mittlere Veränderung der Schneedeckenmächtigkeit zeigt, dass die Bedeutung der WZ für das Abschmelzen der Schneedecke durch die Häufigkeit ihres Auftretens zustande kommt. Zusammen zeichnen die zyklonal geprägten Großwetterlagen (WZ, SWZ) für einen gesamten Schneedeckenhöhenverlust von 34% verantwortlich. Zusammen mit der WA, die im Mittel an 9 Tagen pro Saison auftritt, haben über die Hälfte aller schneesammelnden Großwetterlagen zonalen Charakter. Zwar tritt die WA deutlich seltener auf, als die WZ. Mit einer mittleren Veränderung der Schneedeckenmächtigkeit von $-0,6$ bis $-0,9$ cm/Tag ist das Schneeschmelzpotential der WA jedoch deutlich höher. Hohe Lufttemperaturen und sehr geringe Niederschlagsmengen bewirken bei der WA ein Abschmelzen der Schneedecke (vgl. Tab. 7). Ähnlich wie bei der WZ zeigt sich auch bei der WA ein deutliches Gefälle der mittleren Lufttemperatur zwischen den westlich und östlich gelegenen Mittelgebirgen.

Die durch hohen Luftdruck gekennzeichneten Wetterlagen gemischter Zirkulationen BM und HM, führen zusammen zu einer mittleren Reduktion der Schneedeckenmächtigkeit von 26% (vgl. Tab. 6). BM tritt mit 13 Tagen pro Winter fast doppelt so häufig als HM (9 Tage) auf. Beide Großwetterlagen zeichnen sich durch mittlere Lufttemperaturen unter dem Gefrierpunkt aus. Die Reduktion der Schneedeckenmächtigkeit während der stabilen Witterungsverhältnisse dieser Wetterlagen ist vermutlich vor allem durch Kompaktion der Schneedecke durch die Metamorphose der Schneekristalle, sowie den Sublimationsverlusten während strahlungsreicher Tage zuzuschreiben. Bemerkenswert ist, dass während BM-Lagen die Schneedecke des Südschwarzwaldes besonders stark angegriffen wird.

Die beiden Großwetterlagen gemischter Zirkulation mit negativer Schneedeckenwirksamkeit treten während der Wintermonate im Vergleich selten auf. Obwohl sie im Mittel nur an 3 bzw. 5 Tagen pro Saison auftreten, tragen sie jedoch zusammen mit knapp 19% zur Schneedeckenreduktion bei. Beiden Großwetterlagen ist gemein, dass die Ausläufer nördlich des 55° Breitenkreises durchziehender Tiefdrucksysteme Luftmassen aus west- bis südwestlichen Richtungen nach Mitteleuropa leiten (GERSTENGARBE & WERNER 1993). Die Lufttemperaturen, liegen entsprechend mit $+1^\circ\text{C}$ bis knapp $+4^\circ\text{C}$ vergleichsweise hoch (Tab. 7). Die damit verbundene Schneedeckenreduktion ist mit einem Mittel von $-1,0$ cm/Tag für die SWA und mit $-1,9$ cm/Tag für die SWZ stärker ausgeprägt, als bei allen anderen Großwetterlagen. Als einzige Großwetterlage ging die Auftrittshäufigkeit der SWZ in den letzten beiden Dekaden des Untersuchungszeitraumes deutlich zurück. Die westliche bis südwestliche Anströmung der Luftmassen bedingt, dass die Schneedecke der westlich gelegenen Mittelgebirge, wie Harz und vor allem Südschwarzwald, während dieser Großwetterlagen besonders angegriffen werden kann.

Nur die WZ zeigt in den Mittelgebirgslagen von Erzgebirge, Harz und Südschwarzwald einen nach dem Trend-zu-Rauschverhältnis signifikant positiven Trend der Lufttemperatur. Mit einem Temperaturanstieg von $0,2$ K/a ist dieser Trend im Gebiet des Erzgebirges am größten. Der Temperaturtrend der WZ von Südschwarzwald und Harz liegt mit $0,13$ K/a und $0,11$ K/a auf etwas niedrigerem Niveau (vgl. Kap. 3.4.3).

3.4.2 Schneedecken aufbauende Wetterlagen

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 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 $-0,7^\circ\text{C}$

bis $-3,2^{\circ}\text{C}$ 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 ausgeprägtesten. Im Gegensatz dazu beträgt der Anteil der NWZ am Schneedeckenaufbau im Südschwarzwald nur 29%. Die vergleichsweise hohe mittlere Lufttemperatur von $-0,7^{\circ}\text{C}$, die zusammen mit der NWZ im Gebiet des Südschwarzwaldes gemessen wird, lässt vermuten, dass möglicherweise ein hoher Anteil des Niederschlags nicht als Schnee fällt (vgl. Tab. 6 und Tab. 7).

Charakter der GWL	GW L	Mittlere Lufttemperatur während des Auftretens [$^{\circ}\text{C}$]				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
	SW A	1,4	1,4	3,9	3,7	0,5	0,5	1,1	1,3
	SW Z	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	NW Z	-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
	TR M	-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. 7: Mittlere Lufttemperatur und mittlere tägliche Niederschlagssumme ausgewählter Großwetterlagen 1980-1999 in Bayerischem Wald (Bay), Erzgebirge (Erz), Harz (Har) und Südschwarzwald (SSW).

Die meridional geprägten Großwetterlagen NZ und TRM treten zwar selten auf, haben jedoch zusammen ebenfalls einen mittleren Anteil von 36% am Schneedeckenaufbau. NZ-Lagen weisen die geringsten Werte der mittleren Lufttemperaturen auf und auch die mittlere Niederschlagsmenge ist mit 4,9 mm/Tag beachtlich (Tab. 7). Dementsprechend zeichnet sich die NZ durch die größten Tageswerte der Schneedeckenakkumulation aus.

Die WS ist die einzige zonale Großwetterlage mit im Mittel positiver Schneedeckenwirksamkeit. Besonders deutlich tritt dies beim Südschwarzwald hervor, wo mit 1,8 cm/Tag deutlich mehr Schnee akkumuliert wird als in den übrigen Mittelgebirgen. So profitiert die Schneedecke des Südschwarzwaldes mit 11% der gesamten Schneedeckenakkumulation wegen der weit nach Süden vorgeschobenen Frontalzone während der WS von deutlich größeren Niederschlagsmengen. Die übrigen Mittelgebirge befinden sich während WS-Lagen unter dem Einfluss polarer Luftmassen mit niedrigerer Lufttemperatur und eingeschränkter Frontenwirksamkeit, sowie damit verbunden geringeren Niederschlagssummen (vgl. Tab. 7).

3.4.3 Zeitliche Veränderung der Schneedeckenbeeinflussung der Großwetterlagen

Neben der Auftrittshäufigkeit spielen veränderte Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse eine entscheidende Rolle für die Schneedeckenwirksamkeit der GWL. Die Kürze des Untersuchungszeitraumes beschränkt die Aussage jedoch auf den Vergleich von nur zwei Dekadenmittelwerten. Entsprechend der Bedeutung (relative Auftrittshäufigkeit) der GWL wurde die Untersuchung der Veränderlichkeit der Schneedeckenwirksamkeit auf die Großwetterlagen BM, NWZ, WA und WZ beschränkt. Fig. 8 und 9 stellen die Auftrittshäufigkeit der GWL in Häufigkeitsklassen mit einer Breite von 1 Grad des Tagesmittels der Lufttemperatur (Fig. 8) bzw. 1 cm/Tag Schneedeckenveränderung (Fig. 9) dar. Zur anschaulicheren Darstellung sind die Daten aller vier untersuchter Mittelgebirge zu einem Datensatz zusammengefasst worden.

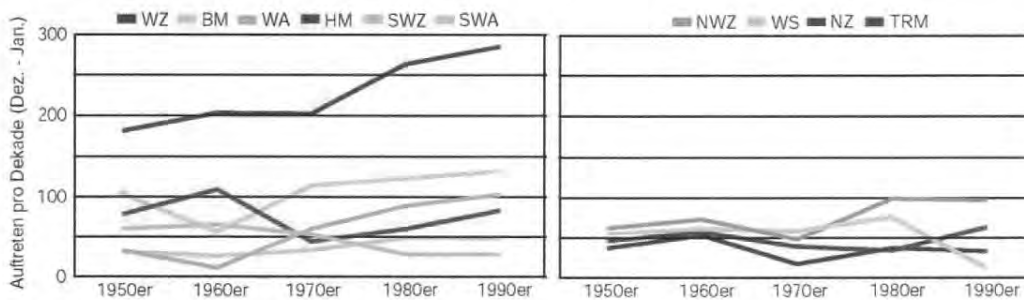


Fig. 7: Veränderung der Auftrittshäufigkeit: a) Schneedecke abbauende und b) Schneedecke aufbauende Großwetterlagen.

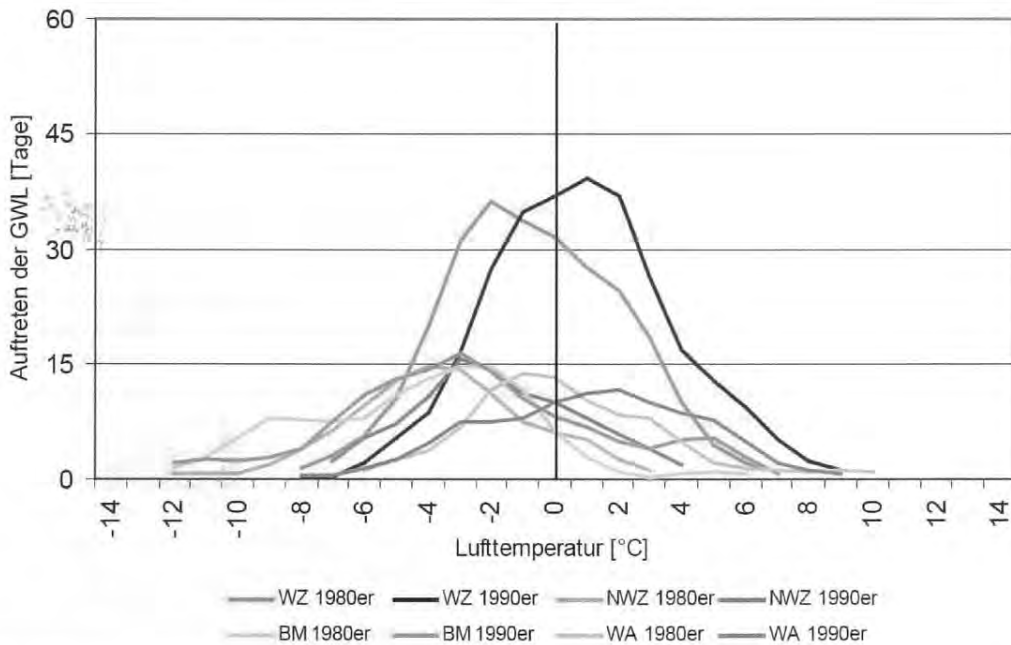
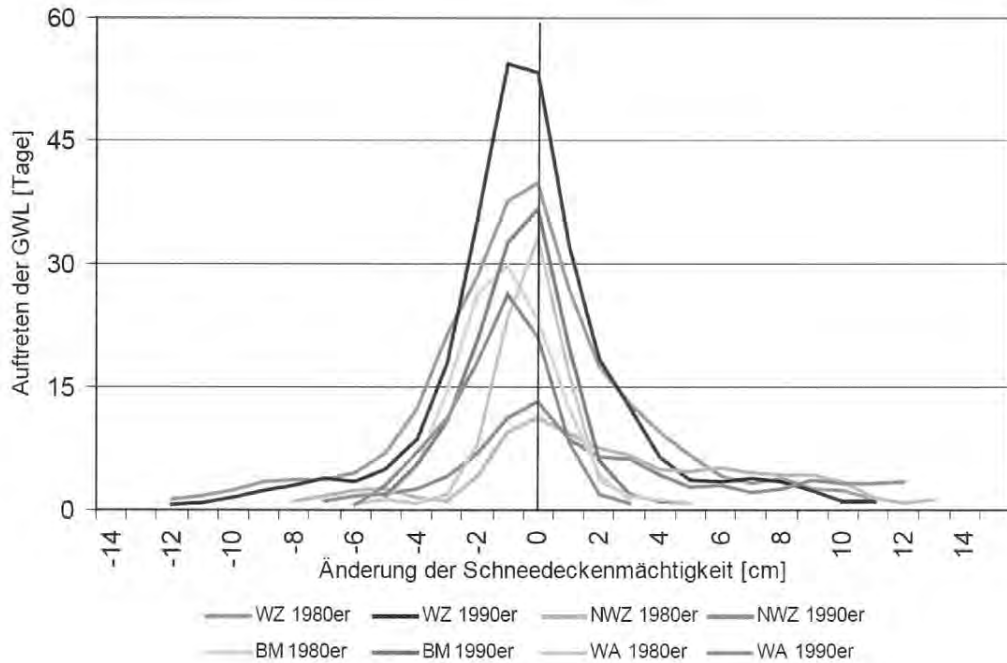


Fig. 8: Dekadische Häufigkeitsverteilungen der Großwetterlagen WZ, WA, NWZ und BM 1980-1989 und 1990-1999 in Temperaturklassen von 1 K Breite.

Fig. 9: Dekadische Häufigkeitsverteilungen der Großwetterlagen WZ, WA, NWZ und BM 1980-1989 und 1990-1999 in Klassen der Schneedeckenveränderung pro Tag von 1 cm Breite.



Deutlich ist bei allen Großwetterlagen zyklonalen Prägung eine Verschiebung der mittleren Lufttemperatur hin zu positiveren Lufttemperaturen. Die Veränderung der Verteilungsfunktion ist untergeordnet, so dass es sich hier wirklich um eine Erwärmung der bei den Großwetterlagen gemessenen Lufttemperatur handelt. Die NWZ zeigt, ähnlich der WZ, weitgehend eine Verschiebung der Verteilung in den Bereich positiver Lufttemperaturen. Während der 1990er Jahre traten extrem kalte Lufttemperaturen im Zusammenhang mit NWZ-Lagen nicht mehr auf. Bei der WA hat sich die Verteilungsfunktion in den 1990er Jahren gegenüber der 1980er Jahre tendenziell verbreitert und in den Bereich positiver Lufttemperaturen verschoben. So traten während der 1990er Jahre Tage mit geringen Frostgraden seltener auf. Die Zahl der Tage mit sehr kalter WA blieb nahezu unverändert. Die Anzahl der Tage mit mäßig bis deutlich positiven Lufttemperaturen hat dagegen zugenommen. Die Veränderungen bei der eher meridional geprägten BM zeigt einen Rückgang der Zahl der Tage mit sehr kalten Lufttemperaturen gegenüber den 1980er Jahren, während vor allem die Anzahl der Tage mit mäßig unter dem Gefrierpunkt liegenden Lufttemperaturen zugenommen, und die Anzahl der Tage mit positiven Lufttemperaturen deutlich zugenommen hat.

Die beobachteten Temperaturveränderungen können im Hinblick auf die Schneedeckenwirksamkeit der GWL kaum ohne Effekt bleiben (vgl. Kap. 3.1, Tab. 3). Entsprechend der in Fig. 8 aufgezeigten Erwärmung zeigt die Verteilung für die WZ während der 1990er Jahre eine Zunahme von Tagen, an denen die Schneedeckenwirksamkeit negative Werte aufweist. Berücksichtigt man die Veränderung der mit der WZ beobachteten Lufttemperaturen, ist die Veränderung der Verteilung erwartungsgemäß gering. Sehr ähnlich zeigt sich auch die Veränderung der Schneedeckenwirksamkeit der NWZ. Entsprechend der Temperaturzunahme weist die NWZ während der 1990er Jahre eine geringfügig geringere Anzahl von Tagen mit positiver Schneedeckenwirksamkeit und gleichzeitig eine Zunahme der Tage, an denen die Schneedeckenwirksamkeit der

NWZ negative Werte annimmt auf. Die WA zeigt während der 1990er Jahre eine deutliche Zunahme von Tagen negativer Schneedeckenwirksamkeit. Dabei zeigt auch die Häufigkeitsverteilung einen geringfügig breiteren Verlauf. Einzig die BM weist von den untersuchten Großwetterlagen eine geringfügige Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu positiver Schneedeckenwirksamkeit auf, vor allem weil die Häufigkeit der Tage mit strengem Frost zu Gunsten von Tagen mit mäßigem Frost zugenommen hat, was die potenzielle Niederschlagsmenge dieser Luftmassen steigert.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke aller betrachteten deutschen Mittelgebirgslagen korreliert in hohem Masse negativ mit der Lufttemperatur. Dabei zeigte sich die Mächtigkeit der winterlichen Schneebedeckung während des Untersuchungszeitraumes extrem variabel. Zwischen schneereichen und mittleren Wintern variiert dagegen die Anzahl der Tage mit Schneebedeckung nur geringfügig. In schneearmen Wintern können vergleichsweise warme Witterungslagen die ohnehin nur geringmächtige Schneedecke angreifen und, vor allem im Südschwarzwald, auch häufig aufzehren. Im Vorfeld solcher Schmelzperioden treten Großwetterlagen zonaler Zirkulation signifikant häufiger auf, als während der Winter mit gleichmäßiger Schneedeckenentwicklung. Das Auftreten zonaler Großwetterlagen (WA und WZ) zeigt einen signifikanten Zusammenhang mit der NAO in ihrer positiven Phase. Gleichzeitig kann eine deutliche Erwärmung der durch diese Wetterlagen nach Europa transportierten Luftmassen im Vergleich der 1990er mit den 1980er Jahren nachgewiesen werden, wodurch sich die Auswirkungen dieser Großwetterlagen auf die Schneedecke verändert haben. Die beobachtete Erwärmung führt bei drei von vier untersuchten Großwetterlagen zu einer Verschiebung der Schneedeckenwirksamkeit hin zu negativen Werten. Einzig die „low-Index“ Großwetterlage BM wies trotz steigender Lufttemperaturen eine geringfügig positivere Schneedeckenwirksamkeit auf. Generell sind die beobachteten Trends der Lufttemperatur in den Untersuchungsgebieten mit einem Trend von 0,34 K/Dek. bis 0,48 K/Dek. über einen Zeitraum von 50 Jahren sehr deutlich.

LITERATUR

- BAUMGARTNER, M.F. & APFL, G. (1994). Monitoring Snow Cover Variations in the Alps using the Alpine Snow Cover Analysis System (ASCAS). In: Mountain Environments in Changing Climates, BENISTON M. (Hrsg.), London/New York, S. 108-120.
- BAUR, F. (1948). Einführung in die Großwetterkunde. Dietrich'sche Verlagsbuchhandlung, Wiesbaden.
- BEDNORZ, E., (2004). Snow Cover in Eastern Europe in Relation to Temperature, Precipitation and Circulation. *Int. J. Climatol.* 24, 591-601
- BENISTON, M., KELLER, F. & GOYETTE, S. (2003). Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impact studies: *Theoretical and Applied Climatology* 74, S. 19-31.
- BISSOLLI, P. (1999). Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher? Klimastatusbericht 1999, 26-30, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.
- BISSOLLI, P. (2001). Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert. Klimastatusbericht 2001, 32-40, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.

- BULTOT, F., GELLENS, D., SCHÄDLER, B. & SPREAFICO, M. (1994). Effects of Climate Change on Snow Accumulation and Melting in the Broye Catchment (Switzerland). *Clim. Change*, **28**, 339-363.
- BÜRGER, M. (2003). Bodennahe Windverhältnisse und windrelevante Reliefstrukturen. In: KAPPAS, M. ET AL. (Hrsg.), Nationalatlas der Bundesrepublik Deutschland, Band 3, Klima, Pflanzen- und Tierwelt. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- CASPER, W. (1962). Die Schneedecke in der Bundesrepublik Deutschland. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.
- CLARC, M.P., M. C. SERREZE & D. A. ROBINSON (1999): Atmospheric Controls on Eurasian Snow Extent. In: *International Journal Climatology* 19, S. 27-40.
- FAEDRICH, K & SCHÖNWIESE, C.D. (2002). in: BUNDE, A. ET AL.; The Science of Disasters, Climate Disruptions, Heart Attacks, and Market Crashes. Springer, Berlin
- FOJT, W. (1974). Die Schneedecke im Erzgebirge. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik Nr. 111 (Band 14). Akademie-Verlag, Berlin.
- GERSTENGARBE, F.W. & WERNER, P.C. (1993). 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.
- GLÄSSER, R. (1994). Das Klima des Harzes. Verlag Dr. Kovač, Hamburg.
- GÜNTHER, T. & RACHNER, M. (2000): Langzeitverhalten von Schneedeckenparametern; Ergebnisse aus KLIWA. In: Arbeitskreis KLIWA, (Hrsg.): Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft. KLIWA-Berichte Heft 1. LfU Mannheim. Mannheim, S. 68-80.
- GRIBI, N. & BÜMPLITZ, B. (1995). Klimatologische Auswirkungen der Nord-Atlantischen-Oszillation (NAO) auf den Alpenraum. Geographisches Institut der Universität Bern. Bern.
- HENDL, M. (1995). A.1. Klima. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.), Physische Geographie Deutschlands, 2. Auflage. Justus Perthes Verlag, Gotha
- HESS, P., & BREZOWSKY, H. (1952). Berichte des deutschen Wetterdienstes in der US-Zone Nr.33, Katalog der Großwetterlagen Europas. Bad Kissingen.
- HOUGHTON, J.T. DING, Y., GRIGGS, D.J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P.J., DAI, X., MASKELL, K. & JOHNSON, C.A. (eds) (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge. UK.
- HURRELL, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- IPCC DDC, The Intergovernmental Panel on Climate Change Data Distribution Centre: (<http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/>)
- JONES, P.D. Jonsson, T. & Wheeler, D. (1997). Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1433-1450.
- KELLER, R. (1979). Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Harald Boldt Verlag, Boppard.
- KUSHNIR, Y. (1999) Europe's Winter Prospects. in: *Nature*, Vol. 398, P. 289-291
- LATERNSER, M. & SCHNEEBELI, M. (2003): Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *Int. J. Climatol.* **23**, 733-750.
- MANIG, M. & SCHIRMER, H. (1961). Das Klima des südlichen Schwarzwaldes. Einflüsse der Änderung des natürlichen Abflusses auf das Klima. In: Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Nr. 77, Band 11. Offenbach a. M.
- NEUMEISTER, H. & R. REGBER (1993): Die zeitliche Variabilität der Schneehöhe – ein Zeiger für eine Klimaänderung? – Auswertung einer 43jährigen Messreihe im Oberen West-Erzgebirge (Sachsen). *Geoökodynamik*, XIV, 225-249.

- PAETH, H., LATIF M. & HENSE, A. (2003). Global SST influence on twentieth century NAO variability. *Clim. Dyn.*, **21**, 63-75.
- PARRY, M.L. (ed.) (2000). Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: The Europe ACACIA Project. Jackson Environment Institute, University of east Anglia. Norwich. UK.
- PORTIS D.H., WALSH, J.E., EL HAMLY, M. & LAMB, P. J. (2001). Seasonality of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **14**, 2069-2078.
- RACHNER, M. & SCHNEIDER, G. (2000). Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke, Thematische Karte 2.10 in Hydrologischer Atlas von Deutschland, herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- RISSER, V. & MARTIN, S., (1994). Graphical and statistical Techniques to describe Snow-cover Variations in Mountain Environments. *J.Clim.*, **4**, 287-296
- RODWELL, M., RODWELL, D. & FOLLAND, C., (1999). Oceanic Forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate. in: *Nature*, Vol. 398, PP 320-323.
- RODWELL, M. J. (2003). On the Predictability of North Atlantic Oscillation. In: HURRELL, J.W. ET AL. (eds). *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph 134. American Geophysical Union. Washington
- ROHRER, M. (1992). Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Züricher Geographische Schriften Heft 49, ETH Zürich, Zürich
- SCHEIDEMANTEL, I. (1954). Die Dauer der Schneedecke auf der Nordhalbkugel. Dissertation an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Freiburg i.Br.
- SCHIRMER, H. (1979: Niederschlag. In: KELLER, R. (1979). *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland - Textband*. Harald Boldt Verlag, Boppard, 48-74.
- SCHNEIDER, C. & SCHÖNBEIN, J. (2003). Die Schneedecke – Segen für Natur und Wintersport. In: KAPPAS, M., MENZ, G., RICHTER, M. & TRETER, U.(Hrsg.), *Nationalatlas der Bundesrepublik Deutschland, Band 3, Klima, Pflanzen- und Tierwelt*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- SCHÖNWIESE, C.D, RAPP, J., FUCHS, T. & DENHARD, M. (1993). Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990, 3. unveränderte Auflage. in: JAESCHKE, W. (Hrsg.) *Berichte des Zentrums für Umweltforschung Nr. 20*. Verlag Zentrum für Umweltforschung (ZUF), Frankfurt a.M.
- SHINDEL, D.T., MILLER, R.L., SCHMIDT, G.A. & PANDOLFO, L., (1999): Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas-forcing. in: *Nature*, Vol. 399, PP 452-455.
- TRENKLE, H. & VON RUDOLFF, H. (1989). Das Klima im Schwarzwald. In: LIEHL, E. & SICK, W.D. (Hrsg.) *Der Schwarzwald. Beiträge zur Landeskunde*. 4. Auflage. Konkordia Verlag. Bühl/Baden.
- WANNER H., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., RICKLI, R., SALVISBERG, E. & SCHMUTZ, C. (2000). Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Hochschulverlag an der ETH. Zürich. WEISCHET, W. & ENDLICHER, W. (2000). *Regionale Klimatologie: Teil 2, die Alte Welt*. B.G. Teubner, Stuttgart.

Eingang des Manuskripts: 29.07.05
Annahme des Manuskripts: 10.09.05

Anschrift der Autoren: Johannes Schönbein, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Werderring 4, D-79085 Freiburg. johannes.schoenbein@geographie.uni-freiburg.de, Tel. 0761-203-3541, Fax. 0761-203-3596
Prof. Dr. Christoph Schneider, Geographisches Institut, RWTH Aachen, Templergraben 55, D-52056 Aachen. christoph.schneider@geo.rwth-aachen.de, Tel. 0241-80-96048, Fax. 0241-80-92157