

Atmosphärische Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt

- jahreszeitliche Analysen in den Außertropen beider Hemisphären
auf der Basis von Ausgabedaten globaler Klimamodellsimulationen

von Jucundus Jacobeit

Würzburg 1994

Würzburger Geographische Manuskripte, Heft 34

ISSN: 0931-8623

Herausgeber und Schriftleitung:

Dr. Wolfgang Pinkwart
Dr. Konrad Schliephake
c/o Geographisches Institut
der Universität
Am Hubland
D - 97074 Würzburg

Das Projekt wurde gefördert mit Mitteln des Universitätsbundes
Würzburg e.V.

c 1994 beim Autor
Prof. Dr. Jucundus Jacobeit
c/o Geographisches Institut
der Universität
Am Hubland
D - 97074 Würzburg

V o r w o r t

Die vorliegenden Untersuchungen gehen anfänglich auf einen Vortrag zurück, der im April 1992 unter dem Titel "Regional characteristics of atmospheric circulation patterns derived from simulated greenhouse warming model output" auf der XVII. General Assembly der European Geophysical Society (EGS) in Edinburgh gehalten worden ist. Dabei wurde vor allem die 500 hPa-Analyse aus dem nordhemisphärischen Winter (Kapitel 4.1) vorgestellt und im Vergleich zu Auswertungsbefunden rezenter Beobachtungsdaten diskutiert. Im Sommersemester 1993 schloß sich am Geographischen Institut der Universität Würzburg ein Projektoberseminar zum "Rezenten Klimawandel" an, in dessen Verlauf unter aktiver Mitwirkung der Studierenden Christoph Beck, Ulrike Beyer und Katrin Sturm weitere Einzelanalysen erarbeitet wurden, von denen drei ebenfalls winterliche aus beiden Hemisphären (Kapitel 4.3, 4.7 und 4.9) in den vorliegenden Band aufgenommen worden sind. Analysen aus dem 300 hPa-Niveau sowie aus den anderen nord- wie südhemisphärischen Jahreszeiten ergänzen die hier vorgelegten Darstellungen.

Die Modelldaten der transienten Simulationen mit dem gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Hamburger Klimamodell (ECHAM/LSG) wurden dankenswerter Weise von Herrn Dr. U. Cubasch (Deutsches Klimarechenzentrum) kostenfrei zur Verfügung gestellt. Die notwendigen Auswertungen sind an den Rechenzentren der Universitäten von Augsburg und Würzburg durchgeführt worden. Für die Schwarz-Weiß-Umsetzung der Computer-Graphiken sei den genannten Seminarteilnehmern sowie Herrn Wepler, dem Institutskartographen, gedankt. Gleichermaßen Dank gebührt Frau Foster für die Textverarbeitung und die erforderliche Rahmenformgebung. Die Drucklegung wurde mit Fördermitteln des Universitätsbundes Würzburg finanziert, dem an dieser Stelle für die Unterstützung gedankt sei, ebenso den Herausgebern für die Aufnahme in diese Publikationsreihe.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung/Summary	1
1. Einführung	4
2. Datenbasis	9
3. Methodik	10
4. Ergebnisse	14
4.1 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter	17
4.2 Strömungsanalyse 300 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter	26
4.3 Strömungsanalyse 1000 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter	27
4.4 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Sommer	28
4.5 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Frühling	29
4.6 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Herbst	29
4.7 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter	30
4.8 Strömungsanalyse 300 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter	32
4.9 Strömungsanalyse 1000 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter	32
4.10 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Sommer	33
4.11 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Frühling	34
4.12 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Herbst	34
5. Gesamtbewertung	35
6. Literatur	41
7. Anhang	45
Fig. 1-12	45
Tab. 1	90
Fig. 13	92
Tab. 2	101

Atmosphärische Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt - jahreszeitliche Analysen in den Außertropen beider Hemisphären auf der Basis von Ausgabedaten globaler Klimamodellsimulationen

Zusammenfassung:

Zum Studium atmosphärischer Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt werden Ausgabedaten des gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Hamburger Klimamodells (ECHAM/LSG) in T21-Auflösung für die letzten 10 Jahre einer 100-jährigen transienten Simulation in die Zukunft nach dem IPCC-Szenario A ("business as usual") verwendet und den entsprechenden Daten des Kontrollfalls gegenübergestellt, der etwa heutige Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre repräsentiert. Die verwendeten Ausgabedaten umfassen Geopotentialfelder der Isobarenflächen 1000, 500 und 300 hPa, die in monatlich gemittelter Form zur Berechnung der hemisphärischen Meridionalgradienten zwischen Subtropen und Subpolarbereich der troposphärischen Schichtdicken 300/500 hPa und 500/1000 hPa sowie zu jahreszeitlichen Hauptkomponentenanalysen in den einzelnen Niveaus herangezogen werden. Die wesentlichen Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- 1) Bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen verstärkt sich der meridionale Temperaturgradient zwischen Subtropen und Subpolarbereich in der höheren Troposphäre generell, in der unteren Troposphäre auch in allen südhemisphärischen Jahreszeiten; auf der Nordhalbkugel ergeben sich dort in drei Jahreszeiten keine signifikanten Änderungen und lediglich im Winter eine Abschwächung des meridionalen Temperaturgradienten.
- 2) In den nicht-winterlichen Jahreszeiten beider Hemisphären beschränken sich durch den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt bedingte Veränderungen meist auf interne Modifikationen der grundlegenden Zirkulationsmuster ohne signifikante Anteilsverschiebungen zwischen diesen Mustern; lediglich im nordhemisphärischen Sommer zeichnet sich tendentiell ein stärkeres Hervortreten der positiven Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen ab.

3) Anteilsverschiebungen unter den grundlegenden Zirkulationsmustern ergeben sich bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt vor allem im nordhemisphärischen Winter in Gestalt eines signifikanten Rückgangs der negativen NAO-Phase, einer nicht ganz so deutlichen Zunahme der positiven NAO-Phase sowie eines signifikanten Anstiegs beim Pazifisch-Nordamerikanischen Zirkulationsmuster (PNA), das im Vergleich zu rezenten Beobachtungsdaten zusätzlich intern modifiziert erscheint. Als regionale Auswirkungen erhalten wir verstärkte Zyklonalaktivität im nordpazifischen Großraum und an der Ostseite von Nordamerika, wachsenden Antizyklonaleinfluß im Nordwesten dieses Kontinents sowie eine stärkere Zonalisierung der nordatlantischen Zirkulation mit möglicherweise zunehmendem Hochdruckeinfluß über der Westhälfte Europas.

4) Im südhemisphärischen Winter ergeben sich bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt ein Rückgang zonalisierter Zirkulationsformen und eine Zunahme meridionaler Strömungskonfigurationen, wobei sich mit bevorzugt östlicheren Longitudinalpositionen der langen Wellen als im gegenwärtigen Mittel im neuseeländischen Raum sowie in den südlichen Teilen von Südamerika und Südafrika eine Zunahme antizyklonaler Einflüsse abzeichnet.

Summary: Atmospheric circulation changes due to increased greenhouse warming - seasonal analyses within the extratropics of both hemispheres based upon output data from global climate model simulations

In order to study atmospheric circulation changes due to increased greenhouse warming, output data from the coupled atmosphere/ocean climate model of Hamburg (ECHAM/LSG) with T21-resolution are used for the last 10 years of a transient simulation 100 years into the future according to IPCC-Scenario A ("business as usual") and confronted with the corresponding data from the control run which represents a level of nearly present atmospheric concentrations of greenhouse gases. Output data used in this study comprise the fields of geopotential heights of the

1000, 500 and 300 hPa levels which enter, on a monthly averaged basis, into calculations of hemispheric meridional gradients between subtropical and subpolar latitudes of 300/500 hPa and 500/1000 hPa thicknesses as well as into principal components analyses within the particular levels. The main results may be summarized as follows:

1) Along with enhanced greenhouse warming the thermal contrast between subtropical and subpolar latitudes increases generally within the higher troposphere, within the lower troposphere during all the southern hemispheric seasons, too. The northern hemisphere has no significant changes within this layer during three seasons and only during winter a reduction of the meridional temperature gradient.

2) During all seasons except winter resulting changes due to enhanced greenhouse warming mostly are confined to internal modifications of basic circulation patterns without significant shifts between these patterns. Only during northern summer there is a tendency for increasing positive modes of the North-Atlantic-Oscillation (NAO).

3) Shifts between basic circulation patterns do occur during northern hemispheric winter: a significant decrease in negative modes of the NAO, a less distinct increase in positive modes, and a significant increase in the Pacific-North-American pattern (PNA) which additionally shows internal modifications compared with recent data from observation. The regional consequences are an enhanced cyclonic activity in the Northern Pacific area and around the eastern part of North America, growing anticyclonic influence above the northwestern region of this continent, and a stronger zonalization of the North Atlantic circulation with possibly increasing high pressure influence above the western part of Europe.

4) During southern hemispheric winter enhanced greenhouse warming leads to decreased zonal and to increased meridional circulation patterns implying, due to preferentially more easterly positions of long waves than nowadays, increasing anticyclonic influences in the New Zealand area and above the southern parts of South America and South Africa.

1. Einführung

Unter den global wirksamen klimabeeinflussenden Aktivitäten des Menschen spielt die Freisetzung einer Reihe von Spurengasen (CO_2 , CH_4 , N_2O , FCKW, troposphärisches O_3) eine besondere Rolle, die aufgrund ihrer selektiven Absorption im infraroten Wellenlängenbereich des Strahlungsspektrums zu einer Verstärkung des sog. Treibhauseffekts führen. Für diese anthropogene Freisetzung sind nicht nur Verbrennungsprozesse fossiler Energieträger in Kraftwerken, Industrie- und Gewerbeanlagen, Verkehrsmitteln und Privathaushalten verantwortlich, sondern auch industrielle Ferti-gungsmethoden (Verwendung von FCKW als Treib-, Kühl-, Verschäu-mungs- und Lösungsmittel), landnutzungsbedingte Aktivitäten (Verbrennung von Biomasse, großflächige Waldrodungen, Kunst-düngereinsatz, intensiviertete Bodenbearbeitung, Reisanbau, Groß-viehhaltung) und bestimmte Schadgasemissionen (vor allem von Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen, die an der photochemischen Bildung troposphärischen Ozons beteiligt sind). Alle Verursa-chungskomponenten des verstärkten Treibhauseffekts zeigen global einen Anstiegstrend (trotz Produktionseinschränkungen auch die Gruppe der FCKW aufgrund ihrer hohen atmosphärischen Verweil-zeit), wobei auch die landnutzungsbedingten Anteile substantiell ins Gewicht fallen (JACOBET 1991).

Fortgesetzte Anstrengungen sind deshalb auf der Tagesord-nung, die quellspezifischen Ausstoßmengen klimawirksamer Spuren-gase genauer zu quantifizieren, die Pufferkapazität des Weltoze-ans und damit die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Spurengaskonzentrationen besser eingrenzen zu können sowie zu verlässlichen Abschätzungen des resultierenden Temperatureffekts zu gelangen (siehe etwa die umfassenden IPCC-Berichte von 1990 und 1992). Gleichzeitig ist die aktuelle Klimaforschung zunehmend bestrebt, über globale thermische Veränderungen hinaus auch weitere, insbesondere hygrische Klimamodifikationen im Kontext der rezenten Erwärmung abzuschätzen (z.B. GORDON et al. 1992) und vor allem auch zu größeren räumlichen Auflösungen, also zu ver-besserten regionalen Differenzierungen zu gelangen. Tatsächlich gehen ja globale Klimaänderungen meist mit Umstellungen in der atmosphärischen Zirkulation einher, und gerade dadurch erfährt der Klimawandel räumliche Differenzierungen, die sich in regiona-

len Auswirkungsunterschieden manifestieren.

Die für die gesamte Bewertung und Folgenabschätzung des Klimawandels maßgeblichen Unterschiede im räumlichen Verteilungsbild lassen sich damit in einer ersten Stufe auch aus großräumigen Zirkulationsanalysen ableiten, wenn es gelingt, im Vergleich verschiedener Zeitabschnitte (z.B. vor und nach einer untersuchten Klimaänderung) signifikante Unterschiede bei den charakteristischen Strömungsmustern herauszuarbeiten, die es erlauben, aus modifizierten räumlichen Anordnungen der einzelnen Strömungsäste auf regional differenzierte klimatische Auswirkungen zu schließen. Da die zugrundeliegenden Zirkulationsdaten (seien es beobachtungsgestützte oder modellgenerierte) allerdings nur großskalig verfügbar sind (typische Gitterpunktabstände meist um 500 km), sind auch nur entsprechend großräumige Verteilungsaussagen zu treffen. Höhere räumliche Auflösungen bis hin zu einzelnen Landschaften oder subregionalen Einheiten erfordern zusätzliche Maßnahmen wie die Entwicklung genesteter mesoskaliger Klimamodelle (z.B. GIORGI 1990; MACHENHAUER et al. 1994) oder die statistische Verknüpfung großskaliger Zirkulationsinformation mit kleinräumigeren Klimadaten, wie es bei jüngeren Regionalisierungsarbeiten verstärkt vorzufinden ist (z.B. von STORCH et al. 1993; von SEGGERN 1992; BURKHARDT & METZ 1994; JACOBET 1994b und 1994c). Doch auch die großräumige Zirkulationsanalyse vermag bereits substantielle Teilergebnisse zu liefern, deren spezifische Bedeutsamkeit in folgenden Momenten gesehen werden kann:

- Regionale Phänomene werden in übergreifende, meist sogar hemisphärische oder globale Strömungskonfigurationen eingebunden und somit in einem übergeordneten zirkulationsdynamische Gesamtzusammenhang erkennbar; das bedeutet gleichzeitig, daß klimatologische Fernverbindungen (Telekonnektionen) zwischen verschiedenen Regionen nicht - wie bei Einzel-elementbetrachtungen - nur formalstatistisch erfaßt werden, sondern durch die zirkulationsanalytische Darstellung vielmehr in prozessuale Verknüpfungen gebracht werden.
- Dem Klima als komplexer Größe wird gegenüber selektiven Einzelelementdarstellungen gerade die integrierende Zirkulationsbetrachtung in besonderer Weise gerecht; hier sind nicht erst Einzelbausteine zu einem konsistenten Gesamtbild

zusammensetzen, sondern wir verfügen über zusammengefaßte Darstellungen der maßgeblichen Bewegungsabläufe, aus denen sich auch Rückschlüsse auf klimatologische Einzelheiten ziehen lassen. Regionale Unterschiede bei globalen Klimaänderungen sind gerade in dieser integrativen Betrachtungsweise instruktiv zu erschließen.

In einer früheren Arbeit (JACOBET 1993a) wurden zunächst verfügbare mitteltroposphärische Beobachtungsdaten (geopotentielle Höhen des 500 hPa-Niveaus) aus rund vier Jahrzehnten (1947-1987) auf regionale Zirkulationsunterschiede im Kontext globaler Klimaveränderungen untersucht. Das in unserem Zusammenhang bedeutsame Ergebnis für den Winter der außertropischen Nordhemisphäre war dabei das Auffinden eines charakteristischen Zirkulationsmusters in Verbindung mit Tatbeständen, die seine Auftrittsbegünstigung im Zuge der rezenten Erwärmung anzeigen: So konnte nicht nur eine signifikante Repräsentanzsteigerung in den insgesamt beobachteten Strömungsfeldern der vergangenen vier Jahrzehnte festgestellt werden, sondern auch ein verstärktes Auftreten bei anomal niedrigen meridionalen Temperaturkontrasten in der unteren Troposphäre, also bei reduziertem thermischen Gefälle zwischen niederen und höheren geographischen Breiten, wie es in der unteren Hälfte der Troposphäre für den Fall einer globalen Erwärmung allgemein erwartet wird. Das Zirkulationsmuster selbst ist gekennzeichnet durch negative Geopotentialanomalien im pazifischen Großraum und über dem südöstlichen Nordamerika sowie positive Anomalien über Nordwestamerika, womit es sich als sog. PNA-Muster ("Pacific/North American pattern") ausweist, das aus zahlreichen Zirkulationsstudien bekannt ist (z.B. BARNSTON & LIVEZEY 1987) und insbesondere durch seine tendentielle Auftrittsbegünstigung bei äquatorialpazifischen El-Niño-Ereignissen (z.B. YARNAL & DIAZ 1986) weitreichende Aufmerksamkeit erlangt hat. In der genannten gesamthemisphärischen Untersuchung ergänzt sich dieses PNA-Muster mit einem Antizyklonalzentrum über dem mittleren Nordatlantik, einem stark abgeschwächten europäischen Höhentrog bei kräftiger Westdrift über Nordeuropa und schwachem Hochdruckeinfluß über Zentralasien zu einer zusammenhängenden zirkumpolaren Strömungskonfiguration, die bei steigender Repräsentanz im realen Strömungsfeld (siehe oben)

folgende regional differenzierte Klimaveränderungen im Winter indiziert (JACOBET 1993a): Eine Verstärkung des thermischen West-Ostseiten-Gegensatzes auf den Kontinenten, zunehmende Windgeschwindigkeiten vor allem im subtropischen Pazifik und von Südgrönland bis Nordeuropa sowie gegenläufige Wandlungen im Inneren Nordamerikas und um das Mittelmeergebiet, zunehmende Niederschläge im pazifischen Großraum, an der Ostküste Nordamerikas und über dem nördlichen Europa sowie geringere Niederschläge im Nordwesten Nordamerikas, im mittleren Nordatlantik und im Bereich des Mittelmeerraums.

Nun sind die diesen Tendenzen zugrundeliegenden Zirkulationsveränderungen im Kontext einer globalen Erwärmung zwar aus dem verfügbaren Beobachtungsmaterial mit geeigneten Methoden durchaus herauszuarbeiten, aber weder ist es gewährleistet, daß rezent abgeleitete Zusammenhänge auch für zukünftige Zeitabschnitte ihre Gültigkeit behalten, noch läßt sich aus dem bisher Aufgezeigten eine Aussage über natürliche und anthropogene Verursachungsanteile an einer erwarteten Entwicklung ableiten. Hier können uns numerische Klimamodelle substantiell weiterhelfen, die Zustand und Zustandsveränderung des klimatischen Systems in mathematischen Gleichungssystemen ausdrücken und insbesondere auch zur Klimasimulation für geänderte oder sich ändernde Rahmenbedingungen eingesetzt werden können. Zwar ist diese heute weit verbreitete und fortentwickelte Verfahrensweise der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen durchaus nicht frei von teils gewichtigen Problemen oder Einschränkungsmomenten (JACOBET 1993b), aber sie muß dennoch als hervorgehobenes Instrumentarium zur Erkennung und Beurteilung alternativer Zustandsformen angesehen werden, die sich nicht aus unmittelbarer Beobachtung oder indirekter Rekonstruktion ergeben. Für die vorliegenden Analysen konnten Ausgabedaten eines gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Klimamodells herangezogen werden, das in den 80er Jahren am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt worden ist. Seine atmosphärische Komponente (ECHAM) besteht dabei aus einer unter klimatologischen Gesichtspunkten modifizierten Variante des allgemeinen Zirkulationsmodells (GCM) des European Centre for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF) in Reading (Großbritannien). Um auch auf der größeren klimatischen Zeitskala unter der Maßgabe einer möglichst genauen Erfassung der klimare-

levanten geophysikalischen Prozesse noch in angemessener Zeit rechnen zu können, muß die räumliche Auflösung eines derartigen Modells relativ gering gehalten werden. Die hier zugrundeliegende T21-Version (spektrale Darstellung bis zur Wellenzahl 21) resultiert nach Transformation in einem horizontalen $5.625^\circ \times 5.625^\circ$ Gitternetz, das sind bei globaler Erstreckung 32×64 Gitterpunkte als Informationsträger in jedem der insgesamt in der Vertikalen aufgelösten 19 Niveaus. Die ozeanische Komponente (LSG: "Large-Scale Geostrophic") beinhaltet im Unterschied etwa zu früheren "Sumpfmolellen" auch die ozeanische Tiefenzirkulation und ist synchron an den atmosphärischen Teil angekoppelt (Modellbeschreibung z.B. bei CUBASCH et al. 1992).

Mit diesem Klimamodell sind am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) in Hamburg verschiedene Zukunftsberechnungen durchgeführt worden: zum einen sog. transiente Simulationen über einen 100-jährigen Zeitabschnitt (beginnend bei den Bedingungen des Jahres 1985) für alternative Szenarien des allmählichen Treibhausgaskonzentrationsanstiegs, die vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) ausgearbeitet worden sind (siehe HOUGHTON et al. 1990), des weiteren sog. Gleichgewichtssimulationen für den stationären Fall einer angenommenen sprunghaften äquivalenten CO_2 -Verdoppelung oder -Verdreifachung in der Atmosphäre (also einer in äquivalenten CO_2 -Konzentrationen ausgedrückten Vervielfachung aller wesentlichen Treibhausgase mit Ausnahme von H_2O) und schließlich - als Kontrollfall - eine mehrhundertjährige Integration bei konstant auf dem Niveau von 1985 verbleibender äquivalenter CO_2 -Konzentration (also ohne weitere Verstärkung des Treibhauseffekts). Zirkulationsanalytisch untersucht worden sind in der vorliegenden Arbeit die extremalen Gegensatzvarianten des Kontrollfalls und einer ungebremst weitergehenden Treibhausgaskonzentrationserhöhung ("business as usual", sog. IPCC-Szenario A), konzentriert auf die letzten 10 Jahre der transienten Vorausberechnungen, an deren Ende das globale Mittel der bodennahen Lufttemperatur im Kontrollfall geringfügig (0.3 K) unter dem heutigen liegt, während es beim Szenario A nach anfänglich zögerndem Anstieg (nur +0.5 K in den ersten 40 Jahren, zum großen Teil aufgrund des sog. Kaltstartproblems, vgl. HASSELMANN et al. 1993) durch anschließend beschleunigte Zunahme

(0.35 K pro Dekade) einen um 2.6 K höheren Wert als 1985 erreicht (CUBASCH et al. 1992). Die zugehörige äquivalente CO₂-Konzentration in der Atmosphäre liegt dabei mit über 1150 ppm bereits deutlich über dem Niveau von stationären Verdoppelungsszenarien.

Die Analyse der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 10 Modelljahren dieser Gegensatzvarianten (Kontrollfall - Szenario A) soll uns also Hinweise auf etwaige Zirkulationsveränderungen im Kontext des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts geben und ggf. regionale Unterschiede erkennen lassen, die sich großräumig in der Ausgestaltung einer derartigen Klimaänderung einstellen. Dabei dürfen natürlich weder Modelldaten noch Analyseergebnisse als strenge Prognose mißverstanden werden: zum einen zielen langfristige Vorausberechnungen ja nicht auf die Vorhersage konkreter Aktualzustände, sondern auf die statistische Zustandsverteilung in einem geänderten Klima, zum anderen hängen Ausmaß und Eintrittszeit der betrachteten Klimaänderung von Szenariovorgaben und Modellqualitäten ab. Also kann es sich grundsätzlich nur um bedingte Vorhersagen (FLOHN 1985: 107) handeln, wobei verschärfte Vorgaben (hier: Szenario A) in besonders deutlicher Weise Konsequenzen aufzuzeigen vermögen, die in ähnlicher Richtung auch bei abgeschwächten Vorgaben zu erwarten sind. Nicht der absolute Realitätsgrad von Vorgaben ist also entscheidend, sondern deren Indikationspotential für grundsätzliche Entwicklungsrichtungen. In diesem Sinn sind auch die zirkulationsbezogenen Gegenüberstellungen von Kontrollfall und Szenario A zu verstehen.

Die nachfolgenden Analysen erstrecken sich auf die Außertropen der Nord- und der Südhemisphäre, ein ähnlich gelagertes Anwendungsbeispiel für den Bereich der Tropen findet sich an anderer Stelle (JACOBET 1993b). Zeitlich wird die Untersuchung getrennt für die meteorologischen Jahreszeiten durchgeführt, wodurch insbesondere ein Vergleich mit den beobachtungsgestützten Ergebnissen aus dem Winter der Nordhemisphäre (s.o.) ermöglicht wird.

2. Datenbasis

Unter den umfangreichen Ausgabedaten des Hamburger Klimamodells wurden für die anschließenden Zirkulationsanalysen die

Geopotentialfelder der drei Isobarenflächen 1000, 500 und 300 hPa herangezogen. Diese Felder liegen bei T21-Auflösung auf einem globalen Gitternetz mit regelmäßigem 5.625° Gitterpunktabstand vor, beginnend bei ca. 87.2° Breite und 0° Länge. Für die außertropischen Analysen auf beiden Hemisphären wurde in Anlehnung an die beobachtungsgestützte Untersuchung (JACOBET 1993a) der Ausschnitt zwischen ca. 19.7° und 70.3° Breite zugrunde gelegt, also jeweils ein Feld mit 10×64 Gitterpunktinformationen. Von den beiden ausgewählten Integrationen - Szenario A ("business as usual") und Kontrollfall (etwa heutige Treibhausgaskonzentrationen) - wurden lediglich die letzten 10 Jahre der transienten Simulation (also die Modelljahre 91-100) verwendet, deren zweifach tägliche Geopotentialfelder in monatlich gemittelter Form Eingang in die Analysen fanden. Bei saisonal orientierter Auswertung bedeutet dies jeweils 30 Eingabefelder pro Integration und Jahreszeit.

3. Methodik

Zur Ermittlung der wesentlichen Zirkulationsmerkmale wird - wie in der beobachtungsgestützten Untersuchung (JACOBET 1993a) - die in zahlreichen Klimavariabilitätsstudien bewährte Methode der Hauptkomponentenanalyse herangezogen (siehe auch JACOBET 1989: 109 ff.). Geht man von n verschiedenen Strömungsfeldern SF_i , $i = 1, \dots, n$ aus, wobei in unserem Fall ein derartiges Feld durch die monatlich gemittelten geopotentiellen Höhenangaben an den betrachteten Gitternetzpunkten gegeben ist, so lautet für alle i die grundlegende Verfahrensgleichung

$$SF_i = k_{i1} \cdot H_1 + k_{i2} \cdot H_2 + \dots + k_{im} \cdot H_m + R_i, \quad m \leq n$$

mit m verschiedenen Hauptkomponenten H_j , $j = 1, \dots, m$ und zugehörigen Gewichtungskoeffizienten k_{ij} . Allgemeines Ziel des Verfahrens ist es, die Anzahl m der Hauptkomponenten möglichst gering zu halten und gleichzeitig die Restglieder R_i möglichst klein zu belassen, also eine Darstellung der originalen Strömungsfelder SF_i aus wenigen neu ermittelten Hauptkomponenten H_j zu erreichen, die bereits den größten Teil der Gesamtvarianz erklären. Somit repräsentieren die Hauptkomponenten in verdich-

teter Form die wesentlichen Eigenschaften und Ausprägungsmomente, die in den originalen Strömungsfeldern enthalten sind, ihre räumlichen Realisationen (also die Gesamtheit der Werte, die die Hauptkomponenten an den betrachteten Gitternetzpunkten annehmen) können als grundlegende Strömungskonfigurationen, als sog. Zirkulationsmuster aufgefaßt werden. Wie aus obiger Verfahrensgleichung ersichtlich, sind diese Zirkulationsmuster keine realen Strömungsfelder, sondern erst ihre Linearkombination ergibt (bis auf das i.d.R. vernachlässigbare Restglied) jeweils eines der originalen Strömungsfelder. Dieser prinzipielle Abstraktionscharakter der Hauptkomponenten ist dem Verfahren mit Verweis auf mögliche Interpretationserschwerisse wiederholt negativ angelastet worden (z.B. BAHRENBURG & GIESE 1975: 240), beeinträchtigt jedoch die vorliegenden Untersuchungen nicht: Zum einen sind die Zirkulationsmuster gedanklich ebenfalls als Strömungsfelder zu verstehen, zum anderen ist es sogar ausgesprochen problemadäquat, die im Kollektiv der einzelnen Strömungsfelder unüberschaubar vielgestaltige Zirkulation in wenige markante Grundmuster zu zerlegen, die in nachvollziehbarer Weise (nämlich über die Gewichtungskoeffizienten) die originalen Strömungsfelder aufbauen. Die Tatsache, daß diese nicht ausschließlich durch ein einziges Muster repräsentiert werden (wie es etwa im Prinzip bei Wetterlagenklassifikationen geschieht), sondern immer durch die Gesamtheit aller Muster bei variabler Einzelgewichtung, kommt überdies der Zirkulationsrealität sicherlich näher als klassifikatorische Ausschließlichkeitszuordnungen. Die Verschiedenartigkeit der originalen Strömungsfelder drückt sich also in den Unterschieden der Gewichtungskoeffizienten aus, die unmittelbar angeben, wie stark die einzelnen Zirkulationsmuster im betreffenden realen Strömungsfeld repräsentiert sind. Da bei der Hauptkomponentenanalyse diese Gewichtungskoeffizienten k_{ij} nichts anderes sind als die Korrelationskoeffizienten zwischen i -tem Strömungsfeld und j -ter Hauptkomponente, ist durch ihre Quadrate damit gleich der Varianzanteil gegeben, der beim i -ten Strömungsfeld auf das j -te Zirkulationsmuster entfällt.

Zusammenfassend läßt sich die vorliegende Fragestellung für die Bearbeitung der sog. T-modalen Ausführungsvariante der Hauptkomponentenanalyse zuordnen: Es wird jeweils nur eine Inhalts-

größe betrachtet (Geopotential eines bestimmten Niveaus), die zeitbezogen (hier also monatsbezogen) als Variable über die Raumeinheiten (hier die Gitternetzpunkte) aufgefaßt wird. Insgesamt liegen also zeitverschiedene Variablen (einzelmonatliche Geopotentialfelder) über räumliche Realisierungsfälle (Gitterpunkte) vor. Dementsprechend resultieren als Hauptkomponentenwerte (scores) die räumlichen Verteilungen der erzeugten Hauptkomponenten (hier die sog. Zirkulationsmuster), als Korrelationskoeffizienten zwischen Variablen und Hauptkomponenten (loadings) jedoch deren Zeitkoeffizienten, die die unterschiedliche Gewichtung der Raummuster zu den verschiedenen Zeitpunkten (Einzelmonaten) wiedergeben. Als Durchführungsvoraussetzung ist darauf zu achten, daß Variablenzahl n und Anzahl der Fälle l in erforderlichem Verhältnis zueinander stehen (zumindest muß $l > n$ gelten, für gesichertere Aussagen wird aber zumeist sogar $l > 3n$ gefordert, vgl. z.B. UEBERLA 1971: 359). Im vorliegenden Fall beläuft sich bei jahreszeitenbezogener Analyse die Zahl der Variablen auf 60 (monatliche Geopotentialfelder aus jeweils 10 dreimonatigen Modell-Jahreszeiten für Kontrollfall und Szenario A), so daß zu den betrachteten 640 Gitternetzpunkten als Realisierungsfällen ein äußerst günstiges Verhältnis besteht.

Als Verfahrensvariante wurde bewußt die Hauptkomponentenanalyse (normierte Hauptdiagonalelemente in der Korrelationsmatrix der Originalvariablen) und nicht die Faktorenanalyse gewählt (iterative Kommunalitätenschätzungen in dieser Hauptdiagonalen), da bei den aus demselben Klimamodell stammenden Geopotentialfeldern keine variablenspezifischen Varianzanteile (also solche, die über die untersuchte Zirkulationsvariabilität hinaus nur jeweils einem Einzelmonat eigen wären) berücksichtigt zu werden brauchen. Weiterhin stellt im vorliegenden Fall auch die allgemeine Voraussetzung mehrdimensionaler Normalverteiltetheit (BAHRENBERG & GIESE 1975: 259) kein Hindernis dar, da die berechneten Korrelationskoeffizienten keinen Signifikanztests unterworfen werden, sondern lediglich zur Erfassung von Varianzerklärungsanteilen innerhalb einer "empirischen Grundgesamtheit" (reflexive Modelldaten) herangezogen werden.

Das Problem der adäquaten Anzahl extrahierter Hauptkomponenten soll an dieser Stelle nicht ausführlich erörtert werden (sie-

he dazu JACOBET 1989: 124f.), da in den hier vorgelegten Analysen nach der bereits bei der Untersuchung der Beobachtungsdaten angewandten Methode (JACOBET 1993a: 65) keine Konfliktfälle zwischen dieser Anzahl und dem Gesamtvarianzerklärungsanteil sowie ausschließlich zirkulationsdynamisch interpretierbare, robuste und klar von den instabilen Residualkomponenten abgehobene Strömungsmuster aufgetreten sind. Auch die Vorteile und Sachbezogenheiten einer orthogonalen Rotation der extrahierten Hauptkomponenten brauchen hier nicht wiederholt zu werden (siehe RICHMAN 1986; JACOBET 1989: 125ff.).

Um etwaige Repräsentanzunterschiede der hauptkomponentenanalytisch erzeugten Zirkulationsmuster in den beiden klimatisch verschiedenen Kollektiven (Kontrollfall und Szenario A) zu beurteilen, sind für jede extrahierte Hauptkomponente ihre standardisierten Varianzerklärungsanteile an den Geopotentialfeldern von Kontrollfall und von Szenario A einander gegenübergestellt und mittels des nicht-parametrischen U-Tests nach Mann-Whitney auf signifikanten Unterschied geprüft worden. Liegt ein derartiger nicht vor (Beibehaltung der Nullhypothese), so zeigt das betreffende Zirkulationsmuster keine Abhängigkeit von der untersuchten Klimaänderung, es ist in den Strömungsfeldern mit wie ohne erhöhte Treibhausgaskonzentrationen etwa in gleichem Ausmaß repräsentiert (dabei schlagen die zufälligen Unterschiede in der zeitlichen Abfolge nicht zu Buche, sondern lediglich die Varianzerklärungsanteile als Ganzes in den beiden Teilkollektiven). Liegt dagegen ein signifikanter Unterschied vor (Verwerfung der Nullhypothese zumindest auf dem Niveau von 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit), so haben sich Auftrittshäufigkeit oder Ausprägungsintensität des betreffenden Zirkulationsmusters zwischen Kontrollfall und Szenario A entsprechend verändert, seine gestiegene bzw. gefallene Repräsentanz in den Strömungsfeldern bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen erlaubt Rückschlüsse auf zugehörige Zirkulationsveränderungen und damit einhergehende regionale Auswirkungsunterschiede.

Ergänzend zu den strömungsorientierten Analysen gelangen Berechnungen zum monatsgemittelten meridionalen Temperaturgefälle zwischen niederen und höheren Breiten in den untersuchten Kollektiven von Kontrollfall und Szenario A zur Darstellung. Dieses Gefälle konstituiert, soweit es sich nicht auf ein

isoliertes Druckniveau, sondern auf eine vertikal mächtige Atmosphärenschicht bezieht, einen entscheidenden Zirkulationsparameter, von dem u.a. die zonale Grundstromintensität, die allgemeine Zirkulationsform, die mittlere Breitenlage der Klimazonen und die longitudinale Wellenphasenanordnung über reliefierter Erdoberfläche abhängen. Als adäquates Maß für die (virtuelle) Temperatur einer Atmosphärenschicht kann ihre Vertikalerstreckung ("Schichtdicke") verwendet werden, die sich aus den geopotentiellen Höhen der begrenzenden Isobarenflächen ergibt. Mit Hilfe der drei verfügbaren Niveaus (1000, 500 und 300 hPa) sind die Temperaturmaße für die untere Troposphäre (500/1000 hPa-Schicht) und für einen höher gelegenen Ausschnitt (300/500 hPa-Schicht) berechnet worden. Zur hemisphärischen Meridionalgradientenbildung wurden in den untersuchten Breitenstreifen (19.7°-70.3°) die Angaben für die ersten vier äquatorwärtigen Breitenkreise ("Subtropen") bzw. die letzten vier polwärtigen Breitenkreise ("Subpolarbereich") monatlich zusammengefaßt, voneinander abgezogen und in standardisierter Form für Kontrollfall und Szenario A jahreszeitenspezifisch gegenübergestellt. Signifikante Unterschiede zwischen den Teilkollektiven lassen sich (analog zum Prüfverfahren bei den Varianzerklärungsanteilen der Strömungs-Hauptkomponenten) mit Hilfe des U-Tests ausfindig machen. Sie zeigen, wann und wo im Zuge des betrachteten Klimawandels überzufällige Veränderungen des meridionalen Temperaturgefälles zwischen niederen und höheren Breiten vermutet werden können.

4. Ergebnisse

In den folgenden Unterkapiteln werden die einzelnen Strömungsanalysen der verschiedenen Jahreszeiten auf der Nord- und Südhalbkugel diskutiert, wobei das Schwergewicht auf dem mitteltroposphärischen 500 hPa-Niveau liegt, dem in den Außertropen eine hervorgehobene Stellung bei der Erfassung der maßgeblichen Höhenströmung zukommt. Lediglich im nord- wie im südhemisphärischen Winter als der jeweiligen Jahreszeit mit den markantesten Erscheinungsformen im Zirkulationsgeschehen sind die analogen Analysen in der oberen Troposphäre (300 hPa-Niveau) und im bodennahen Niveau noch zusätzlich aufgenommen worden. Die Fig. 1-12 im Anhang zeigen jeweils sowohl die resultierenden Zirkula-

tionsmuster (standardisierte Geopotentialwerte) als auch die zugehörigen, für Kontrollfall und Szenario A gegenübergestellten (standardisierten) Varianzerklärungsanteile in den einzelnen Monaten der betreffenden Jahreszeit; eine zusammenfassende Übersicht über die Signifikanz der dargestellten Unterschiede gibt Tab. 1 im Anhang.

Bevor diese Strömungsanalysen im einzelnen behandelt werden, soll jedoch zunächst das Augenmerk auf die jahreszeitlichen Befunde zur Änderung des meridionalen Temperaturgefälles bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt gelenkt werden: Fig. 13 gibt - erneut in Gegenüberstellung von Kontrollfall und Szenario A - die standardisierten Werte dieser zirkulationsbedeutsamen Größe (vgl. Kap. 3) für die höhere und für die untere Troposphäre wieder, Tab. 2 faßt die Ergebnisse der zugehörigen Signifikanztests zusammen. Man erkennt sehr deutlich, daß eine erwärmungsbegleitende Abnahme des Temperaturkontrastes zwischen höheren und niederen Breiten, wie sie bei Betrachtung der bodennahen Lufttemperaturen der Nordhalbkugel als vorherrschendes Phänomen in Erscheinung tritt (vgl. etwa BAYER et al. 1994: 146ff.), bei vertikal integrierter Auswertung nur mehr für die untere Troposphäre (500/1000 hPa-Schicht) im nordhemisphärischen Winter festgestellt werden kann. Läßt sich für die gleiche Schicht in den anderen Jahreszeiten der Nordhalbkugel keine signifikante Änderung zwischen Kontrollfall und Szenario A konstatieren, so verstärkt sich ansonsten (auf der Südhalbkugel selbst in der unteren Troposphäre) das Temperaturgefälle zwischen Subtropen und Subpolarbereich bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt (mit Ausnahme des nordhemisphärischen Sommers sogar hochsignifikant mit 99.9 % Sicherheitswahrscheinlichkeit). FLOHN et al. (1992) haben derartige Veränderungen bereits für die letzten Jahrzehnte festgestellt und führen dies auf eine verstärkte Freisetzung latenter Energie in den Tropen zurück, die sich in den konvektiven Zirkulationsästen im Gefolge einer erwärmungsbedingten Verdunstungszunahme eingestellt haben soll. Dieser Effekt ist naturgemäß erst in der höheren Atmosphäre zu erwarten, während in den unteren Schichten andere Prozesse dominieren. So zeigen beispielsweise die zyklischen Variationen im nordhemisphärischen Frühjahr, Sommer und Herbst die durchschlagende Rolle des allgemeinen Jahresganges im meridionalen Temperaturkontrast

(jahreszeitlich unterdurchschnittliche Werte zum Sommerhöhepunkt - Juli - sowie in zeitlicher Sommernachbarschaft - Mai bzw. September), wogegen die wesentlich kleineren Unterschiede zwischen Kontrollfall und Szenario A saisonbezogen keine Signifikanz anzunehmen vermögen. Im Winter der Nordhemisphäre liegt schließlich der einzige Fall vor, der schichtbezogen eine Abnahme des meridionalen Temperaturkontrastes, also eine überproportionale Erwärmung der höheren Breiten zeigt, wie wir es im bodennahen Niveau zu erwarten gewohnt sind. Dieses Phänomen kann im Kontext des positiven Eis-Albedo-Temperatur-Rückkoppelungseffektes gesehen werden, der den hohen Breiten überdurchschnittliche Temperaturschwankungsamplituden beschert, also einen abnehmenden thermischen Kontrast zu den niederen Breiten im Zuge einer globalen Erwärmung. Dieser Effekt reicht allerdings, wie Fig. 13a zeigt, nur bis in den unteren Teil der Troposphäre, während darüber die vorhin erläuterte gegenläufige Entwicklung sich durchsetzt. Das Fehlen dieser charakteristischen Übereinanderlagerung von entgegengesetzten Tendenzen in den übrigen nordhemisphärischen Jahreszeiten hängt wohl mit der polwärtigen Begrenzung des Betrachtungsraumes nahe 70° nördlicher Breite zusammen, so daß sich derartige Albedoeffekte aufgrund der jahreszeitlichen Breitenverlagerungen einer direkten Erfassung entziehen.

Die Tatsache, daß in allen Jahreszeiten der Südhemisphäre auch in der unteren Troposphärenschicht eine signifikante Zunahme des meridionalen Temperaturkontrasts bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt angezeigt wird, läßt sich auf die spezifische Beschaffenheit des südlichen Polar- und Subpolargebietes zurückführen: So werden im Unterschied zur meervereisten Arktis inlandvereiste Bereiche gar nicht, weit weniger oder erst stark zeitverschoben von klimatisch wirksamen Albedoveränderungseffekten betroffen, und die nahezu vollkommen ozeanisch beschaffenen Subpolargebiete der Südhalbkugel reagieren thermisch verhaltener als die mit wesentlich höheren Landanteilen ausgestatteten Subtropen. Damit erhalten wir eine abweichende Entwicklung gegenüber der an ihrer Oberfläche andersartig strukturierten Nordhalbkugel.

Gesamthemisphärisch herrscht also eine erwärmungsbegleitende Zunahme der meridionalen Temperaturkontraste und damit auch der allgemeinen Zirkulationsintensität vor. Diese Zunahme ist auf der

Südhälfte durchgängig festzustellen und zeigt sich auf der Nordhälfte in der höheren Troposphärenschicht ebenfalls in allen Jahreszeiten. In der dortigen unteren Troposphäre dagegen nivellieren sich die Unterschiede meist bis zur Insignifikanz bzw. nehmen im nordhemisphärischen Winter sogar das gegenteilige Vorzeichen an. Wie sich die Überlagerung von unterer Kontrastabschwächung und oberer Kontrastverstärkung in der Zirkulationsstruktur des dazwischen liegenden Niveaus auswirkt, wird sogleich in der ersten der sich anschließenden Strömungsanalysen zu erkennen sein.

4.1 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter

Die 60 monatsgemittelten Geopotentialfelder aus den letzten 10 Wintern (Modelljahre 91-100) der Kontroll- und Szenario-A-Integrationen lassen sich über eine T-modale Hauptkomponentenanalyse (vgl. Kap. 3) zu lediglich vier resultierenden Zirkulationsmustern verdichten, die gleichwohl mit 97.8 % Varianzerklärungsanteil fast die gesamte in den Originalfeldern enthaltene Information in sich zusammenfassen. Die (standardisierten) Geopotentialverteilungen dieser vier Hauptkomponenten (Fig. 1 B) lassen uns allesamt Strömungskonfigurationen erkennen, die in ihren Grundzügen aus ähnlichen Analysen rezenter Beobachtungsdaten bekannt sind, d.h. insbesondere, daß sich auch unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts im Hamburger Klimamodell keine fundamental neuartigen Zirkulationsmuster herausbilden, etwaige Zirkulationsveränderungen sich also auf Häufigkeitsverschiebungen und interne Modifikationen bei den gegenwärtig ausgebildeten Mustern beschränken. Im einzelnen sind die Ergebnisse von Fig. 1 B wie folgt zu interpretieren:

i) Als dominante Aktionszentren bei Hauptkomponente 1 treten die beiden atlantischen Geopotentialanomalien hervor, wobei das negative Vorzeichen im Subpolarbereich, das positive in subtropischen Breiten anzutreffen ist. Eine derartige Anordnung mit verschärften meridionalen Gegensätzen, wie sie bei intensiviertem Islandtief und verstärktem Azorenhoch auftreten, läßt sich als wohlbestimmte (positive) Phase einer großräumigen Zirkulationsschwankung begreifen, die seit ihrer Entdeckung in den 20er Jahren durch Sir Gilbert Walker unter der Bezeichnung "North

Atlantic Oscillation" (NAO) bekannt geworden ist. Im Zuge dieser zunächst im Meeresniveau, später bis in die höhere Troposphäre festgestellten Schwankung unterliegt der Druckgegensatz zwischen subtropischem und subpolarem Nordatlantik beständigen Veränderungen, wobei die Phase relativ großer positiver Kontraste und damit entsprechend starker Zonalisierung im nordatlantischen Raum hier durch Hauptkomponente 1 repräsentiert wird. Derartige Zirkulationsmuster sind in ähnlicher Form aus anderen Variabilitätsstudien ebenfalls bekannt, zum Teil auch für andere Druckniveaus oder verschiedene rezente Datensätze (z.B. BARNSTON & LIVEZEY 1987; CLINET & MARTIN 1992). Im Vergleich zur Analyse der 500 hPa Beobachtungsdaten, die ebenfalls eine der positiven NAO-Phase entsprechende Strömungskonfiguration zu liefern vermochte (JACOBET 1993a), zeigt Hauptkomponente 1 allerdings eine weniger zonalisierte Zirkulation im nordostpazifischen Raum, eine noch stärkere positive Anomalie über dem subtropischen Atlantik, jedoch eine nur wesentlich schwächere im Bereich von Skandinavien. Dadurch könnte der charakteristische Witterungsgegensatz, den van LOON & ROGERS (1978) im Subpolargebiet für die positive NAO-Phase herausgearbeitet haben (unterdurchschnittliche Wintertemperaturen im westlichen Grönland, überdurchschnittliche in Nordeuropa), bei den hier betrachteten modifizierten Randbedingungen weniger prägnant ausfallen als heute, obwohl der zugrundeliegende Zirkulationsmechanismus im wesentlichen erhalten bleibt.

ii) Hauptkomponente 2 konstituiert insofern einen Umkehrzustand dazu, als in der Region von Labrador positive Geopotentialanomalien und weiter südlich (geringfügig) negative ausgewiesen sind. Es läßt sich also eine gewisse Tendenz zur negativen NAO-Phase erkennen, wenngleich die vorliegende Strömungskonfiguration nicht so eindeutig strukturiert ist wie etwa das entsprechende Zirkulationsmuster aus den Beobachtungsdaten (JACOBET 1993a). Auch läßt sich die zur positiven NAO-Phase inverse Witterungsverteilung (überdurchschnittliche Wintertemperaturen im westlichen Grönland, unterdurchschnittliche in Nordeuropa) zwar aus dem beobachtungsgestützten, nicht jedoch aus dem modellzugehörigen Zirkulationsmuster ableiten. Als wesentliche Ursache für diese mangelnde Prägnanz muß wohl die unzureichende Reproduktion der nordatlantischen Zirkulation in dieser ersten Version des Hamburger Klimamo-

dells angesehen werden, die auf überstarke Wirkungen orographisch angeregter Gravitationswellen zurückgeführt wird (ROECKNER et al. 1992). Mittlerweile liegen bereits physikalisch fortentwickelte Versionen dieses Modells vor, von denen jedoch bislang keine 100-jährig transienten Simulationen in die Zukunft zur Verfügung stehen. Für die vorliegenden Betrachtungen muß also eine eingeschränkte Repräsentation der negativen NAO-Phase in Kauf genommen werden.

iii) Die Geopotentialverteilung von Hauptkomponente 3 mit negativen Anomalien über dem pazifischen Ozean und nahe der Ostküste von Nordamerika sowie einer dazwischen gelegenen Positivanomalie über Nordwestamerika ähnelt in hohem Maße dem sog. Pazifisch-Nordamerikanischen (PNA) Zirkulationsmuster (vgl. Kap. 1), das wie in allen beobachtungsgestützten Untersuchungen auch in den vorliegenden Modelldaten als eine der elementaren Strömungskonfigurationen in Erscheinung tritt. Im Vergleich zu derjenigen Variante, die in den Wintern der vergangenen Jahrzehnte vor allem während Zeitabschnitten mit unterdurchschnittlichem Temperaturgefälle zwischen Subtropen und Subpolarbereich in der unteren Troposphäre hervorgetreten ist (JACOBET 1993a), hat sich allerdings die ostamerikanische Zyklonalanomalie markant vertieft und räumlich ausgeweitet; gleichzeitig ist das stromabwärtige Antizyklonalzentrum vom mittleren Atlantik nach Osten gewandert und erscheint jetzt über West- und Mitteleuropa. Dies kann entweder auf modellspezifische Eigenheiten zurückgehen (ROECKNER et al. (1992) etwa haben eine nordöstliche Ausweitung bzw. Verlagerung des Azorenhochs im Modell festgestellt) oder aber auch ein Hinweis auf interne Abwandlungen eines grundlegenden Zirkulationsmusters sein, die neben bloßen Häufigkeitsverschiebungen zwischen den verschiedenen Mustern ebenfalls maßgeblich an regional unterschiedlichen Klimaänderungen beteiligt sind.

iv) Hauptkomponente 4 repräsentiert eine ausgesprochene Meridionalzirkulation mit dreizahligem Wellenmuster, die in dieser Phasenordnung mit kalter Winterwitterung in West- und Mitteleuropa verbunden ist (polare Kaltluftadvektion an der Rückseite des europäischen Höhentrog). Gleichzeitig stellt diese Konfiguration einen extremalen (negativen) Modus der Nordatlantischen

Oszillation dar (diametrale Umkehr der meridionalen Druckverteilung über dem Atlantik), der als ein gängiges Kennzeichen nordwesteuropäischer Strengwinter angesehen werden kann (MOSES et al. 1987). Auch in der Analyse der Beobachtungsdaten resultiert ein ähnliches Zirkulationsmuster (JACOBET 1993a), das allerdings gerade beim europäischen Höhentrog eine wesentlich größere Amplitude und eine retrograde Trogachsenorientierung sowie vor allem in der atlantisch-europäischen Wellenphasenanordnung östlichere Längenpositionen zeigt. Dieses Beobachtungsmuster repräsentiert im wesentlichen den außergewöhnlichen Strengwinter von 1963, zu dem in den jeweils zehnjährigen Modelldaten keine direkte Entsprechung erwartet werden kann; eher darf es als bemerkenswert gelten, daß die simulierten Felder selbst bei Einbezug des weitestreichenden Erwärmungsszenarios A unter vier gemeinsamen Grundmustern der Zirkulation immer noch eines enthalten, das zumindest in abgeschwächter Form west- und mitteleuropäische Strengwinterverhältnisse indiziert.

Betrachten wir im nächsten Schritt die Gegenüberstellungen der (standardisierten) Varianzerklärungsanteile der vier Zirkulationsmuster an den analysierten Strömungsfeldern von Kontrollfall und Szenario A (Fig. 1 A), so erkennen wir neben der Gleichverteilung bei Hauptkomponente 4 einen Fall (Hauptkomponente 1) mit schwach-signifikantem Unterschied zwischen den beiden Teilkollektiven (lediglich 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit nach Tab. 1) sowie zwei weitere Fälle hochsignifikanter Abweichungen (jeweils 99.9 % Sicherheitswahrscheinlichkeit) in entgegengesetzter Richtung: Hauptkomponente 2 mit der auffallend höheren Repräsentanz im Kontrollfall, Hauptkomponente 3 dagegen im Szenario A. Es lassen sich also zwischen den beiden Simulationen, die ja einerseits annähernd heutige Verhältnisse, andererseits Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts wiedergeben, tatsächlich (zumindest partielle) Zirkulationsunterschiede feststellen, die auf den Effekt der unterstellten anthropogenen Klimamodifikation bei ansonsten gleichen Randbedingungen zurückzuführen sind.

Nicht von dieser Zirkulationsveränderung scheint das west- und mitteleuropäisch strengwinterliche Zirkulationsmuster (Hauptkomponente 4) erfaßt zu sein, das im Ausmaß der Varianzerklärung

keinen signifikanten Unterschied zwischen Kontrollfall und Szenario A zeigt. In beiden Fällen, insbesondere also auch unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes, treten gelegentlich Strömungskonfigurationen mit einer europäischen Höhentrog Ausbildung in relativ westwärtiger Längenposition und zugehöriger Kaltluftadvektion an der Rückseite bis nach West- und Mitteleuropa auf. Lediglich das Ausmaß der Temperaturdepression mag durch ein allgemein angehobenes thermisches Niveau in der advehierten Polarluft etwas abgeschwächt sein, die grundsätzlich strengwinterliche Zirkulationsstruktur bleibt jedoch unverändert präsent, nicht nur im Reservoir der potentiellen Strömungskonfigurationen, sondern auch in der Bilanz ihres tatsächlichen Auftretens.

Gegenüber der Konstanz dieses negativen Extremalzustands der Nordatlantischen Oszillation werden in deren sonstigem Phasenbereich aber schon zirkulationsdynamische Änderungen erkennbar. Hinsichtlich der positiven NAO-Phase (Hauptkomponente 1) deutet sich eine gewisse Zunahme in der Varianzerklärung bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt an (Fig. 1 A), die allerdings bei nur 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit statistisch noch nicht befriedigend erhärtet ist (Tab. 1). Die negative NAO-Phase außerhalb ihres extremalen Umkehrzustands (Hauptkomponente 2) zeigt schließlich eine hochsignifikante Abnahme (99.9 % Sicherheitswahrscheinlichkeit) in der Varianzerklärung zwischen Kontrollfall und Szenario A, so daß eine erste Zirkulationsveränderung bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt in folgende Entwicklungsrichtung festgestellt werden kann: Geringe Werte der Nordatlantischen Oszillation treten wesentlich seltener auf, was im Verein mit tendentiell häufigeren erhöhten Werten eine positive Verschiebung im Wertespektrum der NAO bedeutet. Dies wiederum impliziert eine Begünstigung zonaler Zirkulationsformen im atlantischen Bereich gegenüber meridionalen Strömungskonfigurationen, wie es unterhalb kritischer Instabilitätsschwellen für großamplitudige Wellenbildungen bei verschärften Temperaturkontrasten zwischen Subtropen und Subpolarbereich zu beobachten ist, die im winterlichen Szenario-A-Kollektiv zumindest in der höheren Troposphärenschicht (300/500 hPa) auch tatsächlich ausgewiesen sind (Fig. 13a). Diese Zonalisierungsbegünstigung mit kräftiger Westströmung über dem Nordatlantik bedeutet nach den witterungs-

klimatischen Verteilungsregelhaftigkeiten von ROGERS & van LOON (1979) eine tendentielle Zunahme von Situationen mit überdurchschnittlichen Wintertemperaturen im nordwestlichen Europa bei moderaten Eisverhältnissen in der Ostsee sowie mit unterdurchschnittlichen Wintertemperaturen im westlichen Grönland bei ungünstigen Eisverhältnissen in der Davisstraße, während das inverse Witterungsverteilungsmuster nur mehr wesentlich seltener in Erscheinung tritt. Die korrespondierende Auswirkung auf - vor allem westliche - Teile des Mittelmeerraumes sollte eine spürbare Abnahme der Winterniederschläge sein, LAMB & PEPPLER (1987) etwa haben eine derartige inverse Relation zur NAO für Marokko verifiziert. Bemerkenswerterweise erhalten von STORCH et al. (1993) für den iberischen Winterniederschlag jedoch eine Zunahme, wenn sie beim statistischen Downscaling nicht die hier verwendete transiente Simulation, sondern eine sog. Gleichgewichtssimulation für Bedingungen einer sprunghaften CO₂-Verdoppelung heranziehen, bei der geringe NAO-Werte entsprechend häufiger auftreten sollen. Da beide Simulationen mit demselben Klimamodell durchgeführt worden sind, verbleibt also die Frage, welche Berechnungsvariante realitätsnähere Ergebnisse zu liefern vermag. Diese modelltheoretische Problematik soll an dieser Stelle nicht weiter erörtert werden, stattdessen wollen wir einen Blick auf rezente Beobachtungstrends werfen, die uns möglicherweise Aufschlüsse über erwärmungsbegleitende Zirkulationsveränderungen geben können, selbst wenn bei der gegenwärtigen Entwicklung keine klare Trennung zwischen natürlichen und anthropogenen Verursachungsanteilen gezogen werden kann.

Die analogen NAO-Zirkulationsmuster aus der beobachtungsgestützten Untersuchung (JACOBET 1993a) zeigen seit Ende der 60er Jahre zwar eine prinzipiell ähnliche Entwicklung zu den hier dargebrachten Ergebnissen (vor allem hinsichtlich einer Abnahme in der Varianzerklärung für die negative NAO-Phase), aber dabei wird (noch) nicht das Niveau statistischer Signifikanz erreicht. Betrachtet man nicht die Zeitkoeffizienten hemisphärischer Zirkulationsmuster, sondern einzelne Indizes oder unmittelbare Geopotentialtrends, so ergibt sich ein deutlicheres Bild. EMMRICH (1991) etwa kann einen Aufwärtstrend des nordhemisphärischen Zonalindex (Bodendruckniveau) ab etwa 1970 nachweisen, der in die

gleiche Richtung weist wie die jüngere Zunahme der meridionalen Druck-, Geopotential- und Temperaturgradienten auf mehreren atlantisch-europäischen Traversen zwischen Subtropen und Subpolarregion (MALBERG & BÖKENS 1993). Im Zuge dieser Gradientenverstärkungen zeichnet sich seit den 70er Jahren auch eine winterliche Häufigkeitszunahme von zonalen Großwetterlagen im atlantisch-europäischen Raum ab (BARDOSSY & CASPARY 1990; WANNER 1994). Auch der lineare Trend im 500 hPa-Geopotential seit Beginn der 60er Jahre belegt mit einer winterlichen Verstärkung von Islandtief und Azorenhoch eine respektable Intensivierung der baroklinen Höhenwestwinde (FLOHN et al. 1990: 245). Gleichzeitig wird erkennbar, daß in der höheren Troposphäre (300/850 hPa-Schicht) die rezente Erwärmung in subtropischen Breiten tatsächlich kräftiger ausfällt als in subpolaren Breiten (BAYER et al. 1994: 89).

All diese jüngeren Entwicklungstendenzen in den Beobachtungsdaten lassen sich natürlich weder eindeutig noch ausschließlich einem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt zuschreiben, aber sie geben unmittelbar zu erkennen, welche Zirkulationsveränderungen die seit etwa den ausgehenden 60er Jahren stattfindende (aus welchen natürlichen und anthropogenen Verursachungsanteilen auch immer zusammengesetzte) globale Erwärmung begleiten. Vor diesem Hintergrund scheint unter den oben erwähnten alternativen Modellergebnissen auch die hier zugrundegelegte (transiente) Variante konsistenter zu sein, nach der in einer global weiter erwärmten Erdatmosphäre geringe NAO-Werte wesentlicher seltener, erhöhte tendentiell häufiger auftreten als heute und damit gegenwärtige Entwicklungen sich in einer prinzipiell ähnlichen Richtung fortsetzen.

Der Vergleich zwischen Kontrollfall und Szenario A in den Varianzerklärungsanteilen des PNA-artigen Zirkulationsmusters (Hauptkomponente 3) liefert schließlich eine hochsignifikante Repräsentanzzunahme für Bedingungen erhöhter Treibhausgaskonzentrationen (Fig. 1 A und Tab. 1). Dieser Befund bestätigt vorläufige Folgerungen über erwärmungsbegleitende Zirkulationsveränderungen, die aus einer bereits für die vergangenen Jahrzehnte belegbaren Repräsentanzzunahme des PNA-Musters in den beobachteten täglichen Geopotentialfeldern der winterlichen Nordhemisphäre gezogen worden sind (JACOBET 1993a). Diese

Zunahme erscheint auch auf der Basis jahreszeitlich gemittelter Analysen und konnte als substantieller Beitrag zum jüngeren Anstieg der bodennahen Lufttemperaturen im nordhemisphärischen Winter identifiziert werden (WALLACE et al. 1993). Parallel zum Anstieg des PNA-Zeitkoeffizienten verläuft der positive Trend in einem El-Niño-Southern-Oscillation-Index (SCHÖNWIESE 1991: 70), in Übereinstimmung mit bekannten außertropischen ENSO-Telekonnektionen (YARNAL 1985) und vermuteten Beziehungen zwischen ozeanischen Wärmequellen in den Tropen und der nordhemisphärischen Zirkulation der Außertropen (NITTA & YAMADA 1989). Die regional-klimatischen Implikationen einer Repräsentanzzunahme des PNA-Musters sind zwar im pazifisch-nordamerikanischen Raum relativ leicht zu benennen (verstärkte zyklonale Aktivität im Nordpazifik und an der Ostküste Amerikas, wachsender Antizykloneinfluß im Nordwesten des Kontinents), aber im atlantisch-europäischen Raum aufgrund der internen Abwandlungen des modellgestützten PNA-Musters schwieriger zu beurteilen: Sind gegenüber dem analogen Beobachtungsmuster der ausgeweitete Wirkungsbereich der ostamerikanischen Zyklonalanomalie und die nach West- bis Mitteleuropa stromabwärts verlagerte Antizyklonalwelle bloße Artefakte der numerischen Modellierung oder indizieren sie tatsächlich wesentliche Änderungen, die über eine PNA-Zunahme bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen regionalklimatisch zum Tragen gelangen? Auch hier lohnt wieder ein Blick auf rezente Entwicklungen in den Beobachtungsdaten: So zeigen die linearen Trends des geostrophischen Windvektors im 500 hPa-Niveau seit den ausgehenden 60er Jahren im Winter nicht nur eine klare PNA-artige Anordnungsstruktur, sondern auch eine ausgeweitete Zyklonalaktivität über dem westlichen und mittleren Atlantik, der sich an der Vorderseite über West- und Mitteleuropa eine antizyklonale Welle anschließt (FLOHN et al. 1992: 134). Auch WANNER (1994) spricht für die letzten beiden Jahrzehnte neben einer winterlichen Zunahme zonalisierter Strömung von einer gestiegenen Antizyklonalität im Alpenraum, die sich noch nicht so sehr im beobachtungsgestützten hemisphärischen PNA-Muster (JACOBET 1993a) als vielmehr in seinem modellgestützten Analogon zeigt (Fig. 1 B). Sollte also ein Fortgang der rezenten Erwärmung nicht nur eine weitere Zunahme PNA-artiger Strömungskonfigurationen, sondern auch deren beschriebene Modifikationen im atlantisch-europäischen Raum mit

sich bringen, so erscheinen an anderer Stelle getroffene Abschätzungen zu vermehrten mitteleuropäischen Winterniederschlägen bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen (von SEGGERN 1992; JACOBET 1994a) wieder weniger gesichert. Allerdings erhalten FRAEDRICH & MÜLLER (1992) erhöhten winterlichen Luftdruck über Zentral-europa insbesondere in Verbindung mit ENSO-Kaltwasserereignissen, bei Warmwasserereignissen dagegen negative Luftdruckanomalien über West- und Mitteleuropa, so daß ein erwärmungsbegleitender Fortgang im El-Niño-Index-Anstieg für diese Region doch eine Häufung feuchterer Winter erwarten lassen könnte. Die Diskrepanz zur vorherigen PNA-Betrachtung mag darin begründet sein, daß die an sich vorhandene Positivkorrelation zwischen El-Niño-Index und PNA-Zeitkoeffizient zu wenig gemeinsame Varianz beinhaltet (kaum mehr als 10 %) oder aber typinterne Modifikationen in den ENSO-Telekonnektionen im heutigen Beobachtungsmaterial noch nicht erkennbar sind.

Ungeachtet derartiger Offenheiten läßt sich aber für den nordhemisphärischen Winter unter Szenario-A-Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts zusammenfassend eine signifikante Repräsentanzzunahme von PNA-artigen Strömungskonfigurationen sowie eine gleichermaßen signifikante Abnahme von Zirkulationsmustern niedriger NAO-Werte feststellen. Beides erscheint kennzeichnend für Verhältnisse mit abgeschwächten meridionalen Temperaturkontrasten in der unteren Troposphäre (schon im Beobachtungszeitraum ein Begünstigungsmoment für PNA-Strukturen, siehe JACOBET 1993a) sowie mit verstärkten Kontrasten in der höheren Troposphäre (als Hintergrund für die Anteilsverschiebungen im NAO-Wertespektrum zuungunsten nicht-zonalisierter Strömungskonfigurationen). Diese allgemeine Zirkulationsentwicklung steht in Übereinstimmung mit empirischen Abschätzungen zur Veränderung der mediterranen Winterniederschläge bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt (JACOBET 1994b), die großräumig im Nordteil eine Zunahme (als Ausdruck intensivierter Zirkulation), im Südteil vorherrschend einen Rückgang indizieren (im Gefolge seltenerer oder abgeschwächter Troglagen). Die als Fortführung eines bereits rezent erkennbaren Trends zu begreifende Repräsentanzsteigerung des PNA-Muster impliziert aufgrund der regionalen Anordnung der Strömungsäste (südliche Komponenten mit antizyklonaler Krümmung an den kon-

tinentalen Westseiten, nördliche Komponenten mit zyklonaler Krümmung an den kontinentalen Ostseiten) eine Verstärkung der thermischen Asymmetrie zwischen den Kontinentperipherien (überdurchschnittliche Partizipation an der globalen Erwärmung für die Westseiten, unterdurchschnittliche für die Ostseiten).

4.2 Strömungsanalyse 300 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter

Auch die Hauptkomponentenanalyse im hochtroposphärischen Niveau liefert lediglich vier grundlegende Zirkulationsmuster (Fig. 2 B) mit sogar noch leicht höherem Gesamtvarianzerklärungsanteil (98.5 %). Keine wesentlichen Andersartigkeiten gegenüber dem 500 hPa-Niveau zeigen sich beim erneut im Szenario-A-Kollektiv signifikant repräsentanzgesteigerten (Fig. 2 A, Tab. 1) PNA-Muster (Hauptkomponente 3) sowie bei der positiven NAO-Phase (Hauptkomponente 2), deren geringfügiger Varianzerklärungsanstieg in Richtung Szenario A nun allerdings gänzlich insignifikant ausfällt, ein Phänomen, das mit der tendentiell nach oben abnehmenden Manifestation dieser primär bodennah definierten Zirkulationsschwankung (siehe LAMB & PEPPLER 1987: 1219) zusammenhängen mag. Die Muster negativer NAO-Phase stellen sich dagegen etwas andersartig dar: Die inverse Variante (Extremum der negativen Phase) mit strengwinterlicher Kaltluftzufuhr nach Nordwesteuropa zieht höhere Varianzanteile an sich (jetzt Hauptkomponente 1), die residuale Negativ-Variante erscheint nur mehr in starker Deformation (weit westliche Position der "nordatlantischen" Positivanomalie, nordwestliche Dislokation des südlich anschließenden Gegenstücks, polwärtige Amplifikation der darauffolgenden Antizyklonalwelle) und fällt in der Varianzerklärung drastisch zurück (als Hauptkomponente 4 mit nur mehr rund einem Drittel des entsprechenden Anteils im 500 hPa-Niveau). Diese "Verwerfung" muß wohl auf die schon in Kap. 4.1 angesprochene Modellunzulänglichkeit in der Reproduktion der nordatlantischen Zirkulation zurückgehen, wovon Extremalzustände offensichtlich bei weitem nicht so sehr betroffen sind wie gemäßigte Zustandsbereiche einer Zirkulationsschwankung. Dadurch mag sich auch die Verschiebung in den Varianzerklärungsanteilen zwischen den beiden Mustern sowie der Befund begründen, daß die deformierte negative NAO-Phase (Hauptkomponente 4) auf ihrem absolut niedrigen Erklärungsniveau nur mehr einen schwach-signifikanten

Repräsentanzrückgang im Szenario-A-Kollektiv zeigt (Fig. 2 A, Tab. 1). Der entsprechende, hochsignifikante Rückgang im Extremalmuster (Hauptkomponente 1) wirkt demgegenüber künstlich amplifiziert und führt dennoch die strengwinterliche Repräsentanz im Szenario-A-Kollektiv nicht unter das entsprechende Absolutniveau in der 500 hPa-Analyse zurück. Über die genannten modellbedingten Auffälligkeiten hinaus liefert die hochtroposphärische Analyse jedoch keine für die behandelte Thematik substantiellen Zusatzaspekte gegenüber den im vorherigen Kapitel für das 500 hPa Niveau diskutierten Gesichtspunkten.

4.3 Strömungsanalyse 1000 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter

Erwartungsgemäß erbringt die Analyse des bodennahen Niveaus bei gleicher Anzahl extrahierter Hauptkomponenten einen etwas geringeren Gesamtvarianzerklärungsanteil (91.8 %) sowie weniger glatt konfigurierte Strömungsmuster als in den höheren Atmosphärenbereichen. Als zusätzliches Element treten - bemerkenswerterweise bei allen vier Hauptkomponenten (Fig. 3 B) - im asiatischen Gebiet Positivabweichungen auf, die als bodennahe kontinentale Kältehochs zu deuten sind. Gut wiederzuerkennen sind ansonsten PNA-Muster (Hauptkomponente 4) und positive NAO-Phase (Hauptkomponente 1), die nun sogar einen Repräsentanzanstieg im Szenario-A-Kollektiv zeigt (Fig. 3 A), der statistisch besser abgesichert ist (95% Sicherheitswahrscheinlichkeit nach Tab. 1).

Problematischer gestaltet sich erneut die Einordnung der negativen NAO-Muster. Die inverse Variante (Hauptkomponente 3) kann dabei bedingt als Entsprechung der strengwinterlichen Höhenströmungskonfigurationen aufgefaßt werden, wenn man sich ostasiatischen, amerikanischen und europäischen Höhentrog jeweils durch ein flaches Kältehoch in Bodennähe unterlagert vorstellt; die etwa vergleichbare Repräsentanz im Kontrollfall- und Szenario-A-Kollektiv entspricht auch den zugehörigen Verhältnissen im 500 hPa-Niveau. Hauptkomponente 2 zeigt demgegenüber eine hochsignifikante Abnahme in der Varianzerklärung bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen und legt daher eine Funktionszuordnung als nicht-extremale negative NAO-Phase nahe. Allerdings reproduzieren sich auch hier die bereits in den vorherigen Kapiteln angesprochenen Modellunzulänglichkeiten einer adäquaten Erfassung dieser Nordatlantischen Oszillation, so daß ihre

negative Phase in Hauptkomponente 2 nur mehr näherungsweise in einer Abfolge von atlantischer Negativanomalie und polwärts anschließender Vorzeichenumkehr zum Ausdruck gelangt. Eine rund 150° weiter westlich aufscheinende Anomalie deutet überdies Überlagerungen mit einer westpazifischen Oszillation an. Für die zirkulationsdynamische Interpretation treibhausgasbedingter Klimaänderungen ergeben sich jedoch gegenüber Kap. 4.1 keine neuartigen Gesichtspunkte.

4.4 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Sommer

Formal betrachtet liefert auch der Sommer ein ähnliches Ergebnis: vier grundlegende Zirkulationsmuster, entsprechend der mitteltroposphärischen Bezugsfläche nun auch wieder mit hohem Gesamtvarianzerklärungsanteil (97.1 %). Fig. 4 A und Tab. 1 geben jedoch zu erkennen, daß nur geringe Repräsentanzunterschiede der Zirkulationsmuster zwischen Kontrollfall- und Szenario-A-Kollektiv auftreten: die vermeintlichen Abnahmen bei Hauptkomponente 3 und 4 erweisen sich als nicht signifikant, lediglich Hauptkomponente 1 zeigt eine registrierbare Betonung im Szenario-A-Kollektiv, die allerdings noch mit sehr hohen 10% an Irrtumswahrscheinlichkeit behaftet ist. Die zugehörige Strömungskonfiguration (Fig. 4 B) wird in markanter Form von der positiven NAO-Phase geprägt, deren tendentielle Zunahme bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen in Übereinstimmung steht mit den hochtroposphärisch auch im Sommer verschärften meridionalen Temperaturkontrasten im Szenario-A-Kollektiv (Fig. 13b, Tab. 2). Unter den weiteren Zirkulationsmustern finden wir erneut Ähnlichkeiten zu negativen NAO-Phasen, wobei Hauptkomponente 3 eher moderate Wertebereiche repräsentiert, Hauptkomponente 4 dagegen die extremale Zustandsform, wenngleich die Trogbildung der Jahreszeit entsprechend wesentlich zurückhaltender ausfällt als im Winter. Nicht vertreten unter den sommerlichen Zirkulationsmustern ist eine PNA-artige Strömungskonfiguration, deren Bedeutsamkeit auch in Beobachtungsdaten zur Sommerzeit nur als untergeordnet eingestuft wird (CLINET & MARTIN 1992: 239). Stattdessen erkennen wir in Hauptkomponente 2 ein fünfzähliges Wellenmuster mit Ähnlichkeiten zur Westpazifischen Oszillation in der linken Bildhälfte und verbreitet zyklonalem Einfluß im atlantisch-europäischen Bereich. Auffälligerweise tritt dieses Muster fast immer nur im frühsom-

merlichen Juni hervor (Fig. 4 A), und dies ohne bedeutsamen Unterschied zwischen Kontrollfall und Szenario A. Da auch die Abnahmen bei den negativen NAO-Phasen keine statistische Signifikanz erreichen, lassen sich keine weiteren sommerlichen Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt benennen. Auf die Darstellung aus weiteren Troposphärenniveaus kann (wie auch in den Übergangsjahreszeiten) verzichtet werden.

4.5 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Frühling

Im Frühjahr der Nordhemisphäre vereinfacht sich das Ergebnis noch zusätzlich: lediglich zwei Hauptkomponenten erklären bereits 96.3 % der Gesamtvarianz, und auch die zugehörigen Strömungskonfigurationen (Fig. 5 B) sind denkbar einfach strukturiert. So repräsentiert Hauptkomponente 1 im wesentlichen eine gesamthemisphärisch zonalisierte Zirkulationsform, Hauptkomponente 2 dagegen eine meridionalisierte Zirkulationsform der Wellenzahl 3, wobei die Längenposition der Höhenträge an der Ostküste von Asien, über dem Osten Nordamerikas sowie über Europa in etwa der Lage der quasistationären Langwellentröge entspricht. Beide grundlegenden Zirkulationsmuster zeigen eine strenge gegenläufige Jahresgang-Gebundenheit (Hervortreten des zonalen Musters im sommernahen Mai, des meridionalen Musters im winternahen März, vgl. Fig. 5 A), die sich gleichermaßen bei Kontrollfall und Szenario A einstellt. Signifikante Unterschiede zwischen den beiden Kollektiven vermögen sich demgegenüber nicht herauszubilden (Tab. 1), so daß über die hochtroposphärische Strömungsverstärkung hinaus (Fig. 13c, Tab. 2) keine spezifischen Zirkulationsveränderungen bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen festgestellt werden können.

4.6 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Herbst

Im Herbst liegen die Verhältnisse sehr ähnlich wie im Frühjahr: zwei Hauptkomponenten mit 96.4 % Gesamtvarianzerklärungsanteil, darunter ein zonalisiertes Strömungsmuster (Hauptkomponente 1) mit jahresganggebundenem Repräsentanzmaximum im sommernahen September sowie ein meridionalisiertes Wellenmuster (Hauptkomponente 2) mit drei ähnlich angeordneten Rücken-Trogabfolgen und gegenläufigem Jahresgang zum Repräsentanzmaximum im winternahen November (siehe Fig. 6 A und 6 B). Signifikante Un-

terschiede zwischen Kontrollfall und Szenario A werden nicht erkennbar (Tab. 1), so daß die einzige feststellbare Auswirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts in der hochtroposphärischen Zirkulationsintensivierung besteht (Fig. 13d, Tab. 2).

4.7 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter

Die größte Anzahl extrahierter Hauptkomponenten unter den dargestellten Untersuchungsbeispielen resultiert aus der mitteltroposphärischen Analyse im Winter der Südhemisphäre: fünf grundlegende Zirkulationsmuster ergeben sich in dieser gradientstärksten Jahreszeit mit einem Gesamtvarianzerklärungsanteil von 98.6 %. Überraschenderweise findet sich unter ihnen nur eines mit gesamthemisphärisch zonalisierter Zirkulationsform (Hauptkomponente 4), während die übrigen mehr oder weniger meridionale oder zelluläre Strömungskonfigurationen zeigen (Fig. 7 B). Dieser Befund kontrastiert mit der empirischen Beobachtung ausgeprägter Zonalität auf der Südhalbkugel und hängt wohl mit einer systematischen Unzulänglichkeit des datenliefernden Atmosphärenmodells zusammen, das in der hier abgelaufenen Version eine generell zu schwache südhemisphärische Zirkulation reproduziert (ROECKNER et al. 1992). Da jedoch sowohl Kontrollfall als auch Szenario A gleichermaßen davon betroffen sind, läßt sich zumindest ein relativer Vergleich zwischen diesen beiden Kollektiven anstellen. Dabei wird deutlich erkennbar, daß unter erhöhten Treibhausgaskonzentrationen sogar das vergleichsweise niedrigere Zonalisierungsniveau angenommen wird: Hauptkomponente 4 verliert gegenüber etwa heutigen Bedingungen signifikant an Repräsentanz (Fig. 7 A), während mit gleicher Sicherheitswahrscheinlichkeit (95% nach Tab. 1) eines der meridionalen Zirkulationsmuster (Hauptkomponente 2) stärker hervortritt. Dieser Zonalisierungsrückgang mag zunächst verwundern angesichts der eher gegenteiligen Tendenz auf der Nordhalbkugel (siehe etwa die winterlichen NAO-Phasenverschiebungen, Kap. 4.1) sowie angesichts der noch stärker und vor allem durchgehender als auf der Nordhemisphäre ansteigenden Meridionalgradienten (Fig. 13e, Tab. 2). Offensichtlich führt jedoch der gesamt-troposphärisch verschärfte Temperaturkontrast zwischen Subtropen und Subpolarbereich nicht, wie auf der Nordhalbkugel, zu einer generellen Intensivierung des zonalen Grundstroms, sondern zu einer häufigeren Überschreitung kritischer Instabili-

tätsschwellen für großamplitudige Wellenbildungen und somit zu häufigeren meridionalen Strömungskonfigurationen. Dies wiederum muß zu deutlicheren regionalen Unterschieden im längerfristigen Witterungs- und Klimagepräge führen als bei stärker vorherrschenden zonalen Zirkulationsformen. Hinweise auf die räumliche Verteilung derartiger Unterschiede lassen sich ebenfalls aus den hauptkomponentenanalytischen Strömungsmustern (Fig. 7 B) gewinnen: neben der letzten extrahierten Hauptkomponente, die als nur insignifikant abnehmendes (Tab. 1) vierzahliges Wellenmuster ausgebildet ist, stellen die ersten drei Hauptkomponenten meridionale Strömungskonfigurationen mit jeweils drei langen Wellen in unterschiedlicher Longitudinalanordnung dar. Dabei entspricht Hauptkomponente 3 in etwa der mittleren Wellenanordnung (natürlich hier in akzentuierterer Form), während die beiden anderen Strömungsmuster rund 40 Längengrade nach Westen bzw. nach Osten verschobene Wellenpositionen widerspiegeln. Die einzige signifikante Repräsentanzzunahme bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt zeigt Hauptkomponente 2 (Tab. 1), also das Strömungsmuster mit östlicheren Wellenpositionen gegenüber der mittleren Anordnung, wie es bei allgemein intensivierter Zirkulation (Tab. 2) für derartige Rossby-Wellen auch zu erwarten ist. Regional betrachtet bedeutet dies, daß insbesondere der neuseeländische Raum sowie die südlichen Bereiche von Südamerika und Südafrika verstärkt unter antizyklonalen Einfluß geraten und deshalb mit geringeren Winterniederschlägen zu rechnen haben. Dies ist deshalb besonders bemerkenswert, weil unter den allgemein gradientverstärkten Bedingungen im hemisphärischen Mittel eher mit einer Intensivierung niederschlagsgenetischer Prozesse in der Frontalzone der Mittelbreiten zu rechnen ist. Wirkt sich jedoch der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt nicht nur in dieser Baroklinitätsverschärfung und auch nicht primär in einer Breitenverschiebung der Zirkulationsäste aus, wie sie z.B. von GIBSON (1992) auf der fragwürdigen Basis reduzierter Meridionalgradienten gemutmaßt wird, sondern insbesondere in einer hier angedeuteten Zunahme meridionaler Zirkulationsformen, so kann in bevorzugten Längengebieten der antizyklonalen Wellenphasenpositionierung eine vom gesamthemisphärischen Trend abweichende Veränderung in der Witterungsklimatologie eintreten. Nach den vorliegenden Ergebnissen sind davon gerade kontinentale Sektoren der Südhe-

mishphäre betroffen (vgl. Hauptkomponente 2), während sich die Verstärkung zyklonaler Aktivität vor allem auf ozeanische Großräume konzentriert. Um diesen Befund weiter zu überprüfen, werden für den südhemisphärischen Winter auch die Analysen aus den weiteren verfügbaren Druckniveaus herangezogen.

4.8 Strömungsanalyse 300 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter

Die hochtroposphärische Analyse liefert ungeachtet ihres gleichermaßen hohen Gesamtvarianzerklärungsanteils (98.8 %) nur drei resultierende Hauptkomponenten (Fig. 8 B), die als Entsprechungen der jeweils längenverschobenen dreizahligen Wellenmuster im 500 hPa-Niveau aufzufassen sind (leicht westlichere Längenpositionen stehen in Übereinstimmung mit charakteristischen Vertikalachsenneigungen). Allerdings ist die erwärmungsbegleitende Repräsentanzzunahme des Musters mit antizyklonalen Wellenphasen in kontinentalen Längenbereichen (Hauptkomponente 2) weniger deutlich (Fig. 8 A) und auch nur noch bei der geringen Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90% signifikant (Tab. 1). Insgesamt deuten sich also ähnliche Tendenzen wie im 500 hPa-Niveau an, wengleich sie in der höheren Troposphäre nur mehr abgeschwächt in Erscheinung treten.

4.9 Strömungsanalyse 1000 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter

Die bodennahe Analyse hebt sich zunächst, ähnlich wie auf der Nordhemisphäre, durch einen deutlich niedrigeren Gesamtvarianzerklärungsanteil (88.5 %) sowie durch einen geringeren Entsprechungsgrad der Zirkulationsmuster gegenüber ihren zugehörigen Analoga in höheren Troposphärenniveaus ab. Hauptkomponente 1 repräsentiert jetzt die zonalisierte Zirkulationsform (Fig. 9 B), deren Rückgang in der Varianzerklärung beim Vergleich von Kontrollfall und Szenario A nun allerdings insignifikant bleibt (Tab. 1). Unter den weiteren wellenförmigen Zirkulationsmustern zeigt lediglich Hauptkomponente 4 eine signifikante Repräsentanzzunahme bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen (95% Sicherheitswahrscheinlichkeit nach Tab. 1), also diejenige Strömungskonfiguration, die sich gedanklich als Überlagerung von drei- und vierzahligen Wellenmustern vorstellen läßt, wie sie im 500 hPa-Niveau durch die dortigen Hauptkomponenten 2 und 5 repräsentiert werden. Im bodennahen Niveau resultiert daraus eine

Strömungsanordnung mit verbreitet antizyklonalem Charakter im pazifischen Raum und vorherrschend zyklonaler Prägung im atlantisch-indischen Bereich (Hauptkomponente 4). Dabei manifestiert sich im neuseeländischen Raum erneut deutlicher Antizykloneinfluß, während im Vergleich zur repräsentanzgesteigerten mitteltroposphärischen Hauptkomponente 2 dieser Einfluß vom südlichen Südamerika weiter pazifikwärts verschoben erscheint und im südafrikanischen Bereich nur in begrenztem Umfang zur Geltung gelangt. Eine abschließende Bewertung dieser Unterschiede kann nicht gegeben werden, zumal ihre räumliche Größenordnung unterhalb dessen liegt, was bei globalen Klimamodellen als "skillful scale" (von STORCH et al. 1993: 1161) bezeichnet wird. Der wahrscheinlichste Fall dürfte jedoch sein, daß aufgrund der erdoberflächenbedingt größeren Internvariabilität im bodennahen Niveau Zirkulationsmuster im Zuge des Analyseverfahrens zusammengelegt werden, die unter weniger modifizierten und damit trennschärferen Verhältnissen wie in der mittleren Troposphäre in eigenen Hauptkomponenten zur Realisierung gelangen. Sollte dies zutreffen, dann vermitteln die Ergebnisse aus dem 500 hPa-Niveau das zutreffendere Bild erwärmungsbegleitender Zirkulationsveränderungen: eine auf Kosten zonalisierter Zirkulationsformen steigende Repräsentanz bestimmter meridionaler Strömungskonfigurationen, wobei aufgrund allgemein verschärfter Meridionalgradienten östlichere Longitudinalpositionen der langen Wellen als im bisherigen Mittel bevorzugt werden und sich damit zunehmender Antizykloneinfluß in den Längengebieten Neuseelands, Südamerikas und Südafrikas abzeichnet. Die weiteren dreizahligen Wellenmuster zeigen demgegenüber in allen betrachteten Druckniveaus nur insignifikante Änderungen beim Vergleich Kontrollfall/Szenario A (unter Berücksichtigung charakteristischer Vertikalachsenneigungen entsprechen die bodennahen Hauptkomponenten 2 und 3 den mittel- und hochtroposphärischen Hauptkomponenten 3 bzw. 1), so daß keine zusätzlich überlagernden Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt benannt werden können.

4.10 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Sommer

Im Sommer der Südhemisphäre werden 99% der gesamten Varianz von drei Hauptkomponenten erklärt, die zwei zonalisierte und ein

stärker wellenförmig strukturiertes Zirkulationsmuster zur Ausbildung gelangen lassen (Fig. 10 B). Letzteres zeigt die zyklonale Phasenordnung auf den pazifischen, den atlantischen und den indischen Längsbereich orientiert, die beiden ersten Hauptkomponenten unterscheiden sich vor allem in der Breitenlage der zirkumpolaren Westwindzone (abgesehen vom südamerikanischen Längsbereich, in dem kleinamplitudige Wellen entgegengesetzter Phase neutralisierend wirken, liegt etwa die mittlere Geopotentiallinie - also die Isolinie zum standardisierten Geopotentialwert 0 - bei Hauptkomponente 1 15-20 Breitengrade weiter polwärts als bei Hauptkomponente 2). Keines des Zirkulationsmuster erreicht jedoch signifikante Unterschiede in der Varianzerklärung beim Vergleich Kontrollfall/Szenario A (Tab. 1), so daß die Hauptauswirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts in einer allgemeinen Zirkulationsintensivierung (Fig. 13f, Tab. 2) zu bestehen scheint. Die Ergebnisdarstellung aus weiteren Druckniveaus kann, wie bereits auf der Nordhalbkugel, erneut entfallen.

4.11 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Frühling

Recht ähnlich wie im Sommer fällt auch die frühjährliche Strömungsanalyse aus: unter drei Hauptkomponenten (98.7 % Gesamtvarianzerklärungsanteil) finden sich erneut zwei Zonalisierungsmuster unterschiedlicher Breitenlage sowie ein markantes Wellenmuster (Fig. 11 B). Letzteres umfaßt jetzt allerdings nur zwei lange Wellen mit unterschiedlichen Horizontalachsenorientierungen (Hauptkomponente 3), das äquatorwärtige Zonalisierungsmuster (Hauptkomponente 2) liegt mit dem Hauptast jahreszeitgemäß noch einige Breitengrade weiter nördlich. Wiederum erscheint die allgemeine Zirkulationsintensivierung (Fig. 13g, Tab. 2) als Hauptauswirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts, da keines der Zirkulationsmuster signifikante Repräsentanzunterschiede zwischen Kontrollfall und Szenario A zeigt (Tab. 1).

4.12 Strömungsanalyse 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Herbst

In der herbstlichen Strömungsanalyse reduziert sich bei unverändert hohem Gesamtvarianzerklärungsanteil (98.7 %) die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten auf lediglich zwei, die beide zonalisierte Strömungskonfigurationen - erneut von unterschiedlicher Breitenlage - widerspiegeln (Fig. 12 B). Im Ver-

gleich der Varianzerklärungsanteile zwischen Kontrollfall und Szenario A wird zwar keine Auswirkung der simulierten Klimaänderung erkennbar (Tab. 1), aber nochmals eine kollektivübergreifende jahresganggebundene Rhythmik (bevorzugtes Hervortreten der polwärtigen Zonalströmung im sommernahen März, der äquatorwärtigen Zonalströmung im winternahen Mai, vgl. Fig. 12 A). Die Hauptauswirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts liegt dagegen erneut in einer allgemeinen Zirkulationsintensivierung (Fig. 13h, Tab. 2).

5. Gesamtbewertung

Betrachten wir abschließend die vorgestellten Ergebnisse als Ganzes, so lassen sich folgende vier Kernpunkte herausarbeiten:

1. Bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen verstärkt sich auf beiden Hemisphären zu allen Jahreszeiten der meridionale Temperaturgradient zwischen Subtropen und Subpolarbereich in der höheren Troposphäre (300/500 hPa-Schicht); in der unteren Troposphäre (500/1000 hPa-Schicht) zeigen alle Jahreszeiten auf der Südhalbkugel ebenfalls eine Gradientverstärkung, während auf der Nordhalbkugel in drei Jahreszeiten keine signifikanten Änderungen erkennbar sind und lediglich im Winter eine Abschwächung des meridionalen Temperaturgradienten eintritt (Tab. 2). Insgesamt überwiegen also bei weitem die zirkulationsverstärkenden Veränderungen in der großräumigen Temperaturverteilung.

2. Bei den jahreszeitlichen Strömungsanalysen ergeben sich signifikante Änderungen in der Repräsentanz der Zirkulationsmuster zwischen Kontrollfall (etwa heutige Bedingungen) und Szenario A (anthropogen verstärkter Treibhauseffekt) fast nur in den jeweiligen Wintern der beiden Hemisphären (Tab. 1); lediglich im nordhemisphärischen Sommer ist noch ein tendentiell stärkeres Hervortreten eines Zirkulationsmusters bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen festzustellen, das im wesentlichen die positive Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) manifestiert. Ansonsten beschränken sich in den nicht-winterlichen Jahreszeiten treibhauseffektbedingte Veränderungen auf interne Modifikationen der grundlegenden Zirkulationsmuster bei gleichbleibender Struktur und Auftrittsrepräsentanz. Ein Beispiel für derartige Internmodifikationen sind die oben genannten Zirkulationsintensivierungen im Gefolge von verstärkten meridionalen Temperaturgradienten.

3. Die wesentlichen Zirkulationsveränderungen im nordhemisphärischen Winter, die sich bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen in Anteilsverschiebungen unter den grundlegenden Zirkulationsmustern manifestieren, sind ein Rückgang der negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO), eine nicht ganz so deutliche Zunahme der positiven NAO-Phase sowie ein Anstieg beim Pazifisch-Nordamerikanischen Muster (PNA). Letzteres zeigt im Vergleich zu rezenten Beobachtungsdaten auch typinterne Modifikationen wie die Vertiefung und Ausweitung der südostamerikanischen Zyklonalanomalie oder die Verschiebung der mittelatlantischen Antizyklonalwelle nach West- und Mitteleuropa, die allerdings auch modellverursacht sein kann. Dadurch erschweren sich natürlich regionale Aussagen, die in folgender Hinsicht noch am gesichertsten erscheinen: verstärkte Zyklonalaktivität im nordpazifischen Großraum und an der Ostseite von Nordamerika, wachsender Antizyklonaleinfluß im Nordwesten dieses Kontinents, eine stärkere Zonalisierung der nordatlantischen Zirkulation mit möglicherweise zunehmendem Hochdruckeinfluß über der Westhälfte Europas.

4. Die entsprechenden Zirkulationsveränderungen im südhemisphärischen Winter, am deutlichsten in der mittleren Troposphäre erkennbar, beinhalten einen Rückgang zonalisierter Zirkulationsformen und eine Zunahme meridionaler Strömungskonfigurationen, bei denen im Gefolge einer allgemeinen Zirkulationsintensivierung östlichere Longitudinalpositionen der langen Wellen bevorzugt werden und damit Schwerpunkte zyklonaler Aktivitätsverstärkung in ozeanischen Längengebieten zur Ausbildung gelangen, während im neuseeländischen Raum sowie in den südlichen Teilen von Südamerika und Südafrika antizyklonale Einflüsse zunehmend wirksam werden. Wenn diese Längengebiete auch nicht eindeutig gesichert erscheinen, so zeichnet sich doch im Zuge der Häufigkeitsverschiebung von zonalen zu meridionalen Zirkulationsformen eine stärkere regionale Differenzierung als bisher im strömungsgebundenen Witterungs- und Klimagepräge ab.

Zum adäquaten Verständnis dieser Ergebnisse sind allerdings die spezifischen "Versuchsanordnungen" sowie eine Reihe inhärenter Restriktionen zu berücksichtigen, die sich in drei übergeordneten Punkten zusammenfassen lassen:

i) zunächst dürfen die vorgestellten Änderungsabschätzungen nicht als reale Prognose aufgefaßt werden, da sie nur für ein bestimmtes Szenario gelten, genauer gesagt für einen zehnjährigen Zeitabschnitt (hier die Modelljahre 91-100) einer Vorausberechnung der Klimaentwicklung gemäß der vorgegebenen Randbedingung ungebremst weiter ansteigender Treibhausgaskonzentrationen ("business as usual"-Szenario A laut IPCC-Report). Über den Realitätsgrad dieses Szenarios braucht nicht spekuliert zu werden, es repräsentiert gewissermaßen den weitestgehenden Fall unabhängig von der nicht prognostizierbaren hundertjährigen Entwicklung der real existierenden Weltwirtschaft.

ii) Die (transiente) Vorausberechnung hängt natürlich von Eigenschaften und Unzulänglichkeiten des jeweiligen Modells ab. Generell läßt sich für globale Klimamodelle der heutigen Generation sagen, daß nach wie vor einige fundamentale Mängel existieren (etwa bei der Ankopplung von fortgeschrittenen Modellen biogeochemischer Kreisläufe angekoppelte ozeanisch-atmosphärische Zirkulationsmodelle, bei der Reaktionsabschätzung eines Gesamtsystems, das aus verkoppelten Subsystemen extrem unterschiedlicher Reaktionszeiten aufgebaut ist, oder bei der Formulierung der breiten- und höhenabhängigen Rückkopplungen der Wolken, vgl. HASSELMANN 1990). Dazu gesellen sich einige Unzulänglichkeiten, die zum Teil gerade bei der ersten Version des Hamburger Klimamodells (ECHAM1 in T21-Auflösung) aufgetreten sind, mit der die bisher einzigen 100-jährigen transienten Simulationen (CUBASCH et al. 1992) gerechnet worden sind: etwa eine systematische Unterschätzung der niederfrequenten (langperiodischen) Variabilität - ein Phänomen, das im übrigen auch noch im neueren ECHAM3-Modell mit T42-Auflösung auftritt -, eine generelle Unterschätzung der südhemisphärischen Zirkulationsintensität (was sich erst bei höher auflösendem Modell bessert) oder eine zu geringe barokline Aktivität über dem Nordatlantik, die vor allem im Winter von zu flachen Druckgebilden und einem generell zu schwachen geostrophischen Wind in der mittleren Troposphäre begleitet wird (ROECKNER et al. 1992). Hierin scheint auch die Ursache für die Erfassungsschwierigkeiten der Nordatlantischen Oszillation in den winterlichen Analysen begründet zu sein (Kap. 4.1 - 4.3). Schließlich bleibt das Problem der klimatischen Fastintransitivität (LORENZ 1976): können selbst kleinste Unterschiede in den Anfangsbedin-

gungen bereits völlig verschiedenartige Zustandsänderungsabfolgen erzeugen (vgl. JACOBET 1993b: 428) und besteht eine derartige sensible Abhängigkeit von den Anfangsbedingungen sogar für die mittleren Klimazustände längerer Zeitabschnitte (KLAUS 1992: 76), so werden zur Abschätzung von Klimaänderungen mehrere Modellintegrationen mit alternativen Anfangsbedingungen notwendig sein. Bisher liegen für das besagte Hamburger Modell vier Alternativexperimente mit verschiedenen Anfangsbedingungen aus dem Kontrolllauf-Klima vor, die derartige sensible Abhängigkeiten zu bestätigen scheinen (CUBASCH et al. 1994), aufgrund ihrer 50-jährigen Integrationszeit jedoch nicht zum Vergleich mit den hier zugrundegelegten Modelljahren 91-100 herangezogen werden können.

iii) Neben diesen modellspezifischen Einschränkungen sind auch Restriktionen zu berücksichtigen, die aus der statistischen Bearbeitung des Modell-Outputs erwachsen. So ist bei hauptkomponentenanalytischen Rechenverfahren die Erzeugung von fiktiven Mustern prinzipiell nicht auszuschließen, sei es bei zu geringem Schwankungspotential im Ausgangsmaterial oder durch Musterzusammenlegungen bei hoher Hintergrundvariabilität. Letzteres könnte bei der südhemisphärischen Winteranalyse im bodennahen Niveau (Kap. 4.9) beteiligt gewesen sein, wie Vergleiche mit den höhergelegenen Niveaus vermuten lassen. Weiterhin hat die hier verfolgte Untersuchungsvariante, Geopotentialfelder aus verschiedenen Kollektiven (Kontrollfall und Szenario A) einer gemeinsamen Analyse zu unterwerfen, zwar den Vorteil, Unterschiede zwischen den Kollektiven direkt und kontrastiert herauszuarbeiten, aber gleichzeitig gerade nicht die Eigenschaft, auch interne Veränderungen der gemeinsamen Zirkulationsmuster zu Tage zu fördern (Hinweise darauf erwachsen erst aus einem Vergleich mit beobachtungsgestützten Analogmustern, vgl. Kap. 4.1). Neben zirkulationsbezogenen Internveränderungen, die zum Teil auch in direkten Gegenüberstellungen (wie etwa bei den hemisphärischen Meridionalgradienten troposphärischer Schichtdicken) erfaßt werden können, verbleiben zusätzliche Internmodifikationen, die sich nicht aus den Strömungsverhältnissen ableiten lassen (wie etwa variierende thermische und hygri-sche Eigenschaften der verfrachteten Luftmassen). Folglich kann in zirkulationsdynamischen Analysen auch nur ein Teil einer betrachteten Klimaänderung "erklärt" werden, die variablen Komplementäranteile erfordern zusätzliche energetische

und synoptische Studien. Schließlich lassen die vorgelegten Ergebnisse erkennen, daß bei der gewählten Untersuchungsvariante (saisonal zusammengefaßte absolute Monatsmittelwerte als Eingabedaten) vor allem in den Übergangsjahreszeiten verstärkt jahresganggebundene Unterschiede herausgearbeitet werden, während davon unabhängige Zirkulationsdifferenzierungen eher in den Solstitialjahreszeiten erkannt werden. Die Alternativen monatlicher oder abweichungsorientierter Analysen wurden hier jedoch nicht weiter verfolgt, da sie geringere Kohärenz bzw. eingeschränkte Ergebnislage (teils fiktive Spiegelungsmuster) beinhalten.

Trotz der genannten Einschränkungs Momente erscheinen jedoch sowohl die eingeschlagene Vorgehensweise sinnvoll als auch die erzielten Resultate verwertbar. Dies ergibt sich aus folgenden Überlegungen: bei der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen können alleinige Analogieschlüsse aus rezenten Beobachtungsdaten oder aus paläoklimatischen Rekonstruktionen immer nur begrenzte Aussagekraft besitzen (JACOBET 1993b), insbesondere dann, wenn es für die betrachtete Klimaänderung keine tatsächliche Analogie gibt (der menschliche Eingriff ins Klimasystem über den globalen Kohlenstoffkreislauf konstituiert in seiner mittlerweile erreichten Ausmaß-Geschwindigkeits-Kombination eine eigenständige Kategorie externer Klimabeeinflussung). Der Einsatz von Klimamodellen stellt gerade dabei insofern ein wertvolles Erkenntnisgewinnungsmittel dar, als die Reaktionen des Klimasystems auf geänderte oder sich ändernde Randbedingungen in verschiedenen Fallstudien abgeschätzt werden können. Das gekoppelte ozeanisch-atmosphärische Modell, dessen Ausgabedaten die Grundlage der hier durchgeführten Berechnungen bilden, darf als eines der wenigen weltweit führenden angesehen werden und verkörpert insofern den heutigen Fähigkeitsstatus in der globalen Klimamodellierung. Die noch etwas größeren Validitätsbeschränkungen der ersten Modellversion können sicher keinen gänzlichen Verzicht auf dieses Abschätzungsinstrumentarium begründen, vielmehr bietet es den Vorzug der bislang einzigen transienten Simulationen bis 100 Jahre in die Zukunft. Dabei gelangt man in Größenordnungen der inszenierten Klimaänderung, die in jedem Fall eine Unterscheidung zwischen klimatologischem Signal und Hintergrundrauschen ermöglichen (SANTER et al. 1994), am deutlichsten natürlich für das wei-

testgehende Szenario A eines nahezu exponentiellen Treibhausgaskonzentrationsanstiegs. Ein Vergleich mit den diversen 50-jährigen Integrationen unter alternativen Anfangsbedingungen zeigt im übrigen, daß der 100-jährige Simulationslauf ganz ähnliche Resultate liefert, wie sie auch als Mittel aus den Sensitivitätsvarianten zustandekommen (CUBASCH et al. 1994).

Da theoretische Klimamodelle jedoch auch nur eine dem jeweiligen Entwicklungsstand der Forschung entsprechende Approximation der Wirklichkeit sein können, wäre es genauso einseitig und unangemessen, wenn man sich nur mehr dieses einen Erkenntnisgewinnungsmittels bedienen wollte. Die Untersuchung beobachtungsgestützter Daten und die Entwicklung empirischer Modelle sind gleichermaßen unverzichtbar in ihrer unmittelbar realitätsangebundenen Ergebniserarbeitung und müssen stets als Korrektiv theoretischer Modellierungen etwa zur Unterscheidung von tatsächlicher Prozeßabbildung und Artefakt herangezogen werden. Andererseits stehen beobachtungsgestützte Studien immer vor der Schwierigkeit, keine gesicherten Aussagen über die künftige Weiterentwicklung ermittelter Tatbestände (etwa der jüngeren Bedeutungszunahme des PNA-Musters) sowie über spezifische Verursachungsanteile eines bestimmten Einflußfaktors wie etwa der anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffekts treffen zu können (LORENZ 1991). Die beobachtete Repräsentanzzunahme des PNA-Musters in den winterlichen Geopotentialfeldern der Nordhemisphäre (JACOBET 1993a) kann beispielsweise prinzipiell sowohl ein bloßes Intermezzo im Kontext rein natürlicher Klimavariabilität sein als auch ein Begleitmoment der beginnenden Auswirkungen erhöhter Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre. Die Auswertung von Klimamodellsimulationen zeigt uns dann, daß sich bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt tatsächlich eine bedeutsame PNA-Zunahme abzeichnet (Kap. 4.1). Dies wiederum liegt umso mehr außerhalb des Verwerfungsbereichs als bloßes Modellartefakt, als es auch in den Beobachtungsdaten kompatible Hinweise darauf zu verzeichnen gibt. Gerade der multimethodische Einsatz von empirischen Analyseverfahren und von theoretischen Modellstudien sowie die kombinierte Verwertung ihrer Teilergebnisse werden also in der Erforschung bevorstehender Klimaveränderungen die erfolgversprechendste Vorgehensweise sein und auch die höchste Verlässlichkeit in den bedingt-prognostischen Aussagen erreichen.

6. Literatur

BAHRENBERG, G. & E. GIESE (1975): Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie.- Stuttgart.

BARDOSSY, A. & H.J. CASPARY (1990): Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989.- In: Theoretical and Applied Climatology 42: 155-167.

BARNSTON, A.G. & R.E. LIVEZEY (1987): Classification, seasonability and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns.- In: Monthly Weather Review 115: 1083-1126.

BAYER, D. & M. DENHARD & S. MEYHÖFER & J. RAPP & Chr.-D. SCHÖN-
WIESE (1994): Trend- und multiple Signalanalyse globaler bzw. europäischer Klimavariationen (= Berichte d. Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main 98).

BURKHARDT, U. & W. METZ (1994): Interpretation eines ECHAM3/T42-Experiments in Hinsicht auf den Niederschlag im Alpenraum.- In: PIK Reports 1: 27-29.

CLINET, S. & S. MARTIN (1992): 700 hPa geopotential height anomalies from a statistical analysis of the French Hemis data set.- In: International Journal of Climatology 12: 229-256.

CUBASCH, U. et al. (1992): Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model.- In: Climate Dynamics 8: 55-69.

CUBASCH, U. et al. (1994): Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model.- In: Climate Dynamics 10: 1-19.

EMMERICH, P. (1991): 92 Jahre nordhemisphärischer Zonalindex - eine Trendbetrachtung.- In: Meteorologische Rundschau 43: 161-169.

FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft.- Darmstadt.

FLOHN, H. & A. KAPALA & H.R. KNOCHÉ & H. MÄCHEL (1990): Recent changes of the tropical water and energy budget and of mid-latitude circulations.- In: Climate Dynamics 4: 237-252.

FLOHN, H. & A. KAPALA & H.R. KNOCHÉ & H. MÄCHEL (1992): Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect: new aspects.- In: Meteorologische Zeitschrift, N.F. 1: 122-138.

FRAEDRICH, K. & K. MÜLLER (1992): Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes.- In: International Journal of Climatology 12: 25-31.

GIBSON, T.T. (1992): An observed poleward shift of the southern hemisphere subtropical wind maximum - a greenhouse symptom?- In:

International Journal of Climatology 12: 637-640.

GIORGI, F. (1990): Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model.- In: Journal of Climate 3: 941-963.

GORDON, H.B. & P.H. WHETTON & A.B. PITTOCK & A.M. FOWLER & M.R. HAYLOCK (1992): Simulated changes in daily rainfall intensity due to the enhanced greenhouse effect: implications for extreme rainfall events.- In: Climate Dynamics 8: 83-102.

HASSELMANN, K. (1990): How well can we predict the climate crisis? (= Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 57).

HASSELMANN, K. & R. SAUSEN & E. MAIER-REIMER & R. VOSS (1993): On the cold start problem in transient simulations with coupled atmosphere-ocean models.- In: Climate Dynamics 9: 53-61.

HOUGHTON, J.T. & G.J. JENKINS & J.J. EPHRAUMS (1990; Hrsg.): Climate Change. The IPCC Scientific Assessment.- Cambridge (Univ. Pr.).

HOUGHTON, J.T. & B.A. CALLANDER & S.K. VARNEY (1992): Climate Change 1992. The supplementary report to the IPCC Assessment.- Cambridge (Univ. Pr.).

JACOBET, J. (1989): Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen (= Augsburger Geogr. Hefte 9).

JACOBET, J. (1991): Climatic impacts of tropical land-use practices.- In: Erdelen, W. u.a. (Hrsg.): Tropical Ecosystems, Saarbrücken: 69-89.

JACOBET, J. (1993a): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen.- In: Die Erde 124: 63-77.

JACOBET, J. (1993b): Möglichkeiten und Probleme der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen.- In: Würzburger Geogr. Arbeiten 87: 419-430.

JACOBET, J. (1994a): Regionale Aspekte des rezenten Klimawandels am Beispiel Unterfranken.- In: Würzburger Geogr. Arbeiten 89: 73-81.

JACOBET, J. (1994b): Empirische Abschätzungen zur Änderung des Winterniederschlags im Mittelmeerraum bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- In: PIK Reports 1: 117-121.

JACOBET, J. (1994c): Empirical estimations of Mediterranean rainfall changes in the transitional seasons due to enhanced greenhouse warming.- In: R. Brazdil & M. Kolár (Hrsg.): Contemporary Climatology, Brno: 266-271.

KLAUS, D. (1992): Der anthropogene Treibhauseffekt im Lichte der Chaostheorie.- In: Bensberger Protokolle 69: 43-110.

- LAMB, P.J. & R.A. PEPPLER (1987): North Atlantic Oscillation: concept and application.- In: Bulletin of the American Meteorological Society 68: 1218-1225.
- LOON, H. van & J.C. ROGERS (1978): The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe, Part I: General description.- In: Monthly Weather Review 106: 296-310.
- LORENZ, E.N. (1976): Nondeterministic theories of climatic change.- In: Quaternary Research 6: 495-506.
- LORENZ, E.N. (1991): Chaos, spontaneous climatic variations and detection of the greenhouse effect.- In: M. Schlesinger (ed.): Greenhouse-gas-induced climatic change: a critical appraisal of simulations and observations. Amsterdam: 445-453.
- MACHENHAUER, B. & M. BOTZET & D. JACOB (1994): Regionalization over Europa of global model simulations using the HIRHAM model.- In: PIK Reports 1: 181-185.
- MALBERG, H. & G. BÖKENS (1993): Änderungen im Druck-/Geopotential- und Temperaturgefälle zwischen Subtropen und Subpolarregion im atlantischen Bereich im Zeitraum 1960-90.- In: Meteorologische Zeitschrift, N.F. 2: 131-137.
- MOSES, T. & G.N. KILADIS & H.F. DIAZ & R.G. BARRY (1987): Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends.- In: Journal of Climatology 7: 13-30.
- NITTA, T. & S. YAMADA (1989): Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the northern hemisphere circulation.- In: Journal of the Meteorological Society of Japan 67: 375-383.
- RICHMAN, M.B. (1986): Rotation of principal components.- In: Journal of Climatology 6: 293-335.
- ROECKNER, E. et al. (1992): Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: impact of model physics and resolution (= Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 93).
- ROGERS, J.C. & H. van LOON (1979): The seesaw in winter temperature between Greenland and Northern Europe, Part 2: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes.- In: Monthly Weather Review 107: 509-519.
- SANTER, B.D. et al. (1994): Signal-to-noise analysis of time-dependent greenhouse warming experiments.- In: Climate Dynamics 9: 267-285.
- SCHÖNWIESE, Ch.-D. (1991): Das Problem menschlicher Eingriffe in das Globalklima ("Treibhauseffekt") in aktueller Übersicht (= Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Ser. B, 3).
- SEGGERN, J. von (1992): Empirische Modelle regionaler Klimaänderungen in Westeuropa und Bayern.- Dissertation Univ. Erlangen-Nürnberg.

STORCH H. von & E. Zorita & U. Cubasch (1993): Downscaling of global climatic change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime.- In: Journal of Climate 6: 1161-1171.

ÜBERLA, K. (1971): Faktorenanalyse.- Berlin/Heidelberg/New York.

WALLACE, J.M. & Y. ZHANG (1993): Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the northern hemisphere troposphere.- In: Journal of Climate 6: 2063-2082.

WANNER, H. (1994): The Atlantic-European circulation patterns and their significance for climate change in the Alps. Report 1/94 to the National Science Foundation, Bern.

YARNAL, B. (1985): Extratropical teleconnections with El Niño/Southern Oscillation (ENSO) events.- In: Progress in Physical Geography 9: 315-352.

YARNAL, B. & H.F. DIAZ (1986): Relationships between extremes of the Southern Oscillation and the winter climate of the Anglo-American Pacific coast.- In: Journal of Climatology 6: 197-219.

7. Anhang

Fig. 1-12:

Ergebnisse der Hauptkomponentenanalysen der monatlichen Geopotentialfelder aus den Hamburger Klimamodell-Jahren 91-100 für Kontrollfall und Szenario A

	Seite
Fig. 1: 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter	46-49
Fig. 2: 300 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter	50-53
Fig. 3: 1000 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter	54-57
Fig. 4: 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Sommer	58-61
Fig. 5: 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Frühling	62-63
Fig. 6: 500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Herbst	64-65
Fig. 7: 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter	66-71
Fig. 8: 300 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter	72-75
Fig. 9: 1000 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter	76-79
Fig. 10: 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Sommer	80-83
Fig. 11: 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Frühling	84-87
Fig. 12: 500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Herbst	88-89

A: Standardisierte Varianzerklärungsanteile (V-Werte) der jeweiligen Hauptkomponente an den monatlichen Geopotentialfeldern der betreffenden Jahreszeit im analysierten Modellzeitraum

B: Standardisierte Geopotentialwerte (>0 gestrichelt) der jeweiligen Hauptkomponente im betreffenden Hemisphärenstreifen (ca. 19.7° - 70.3° N bzw. S)

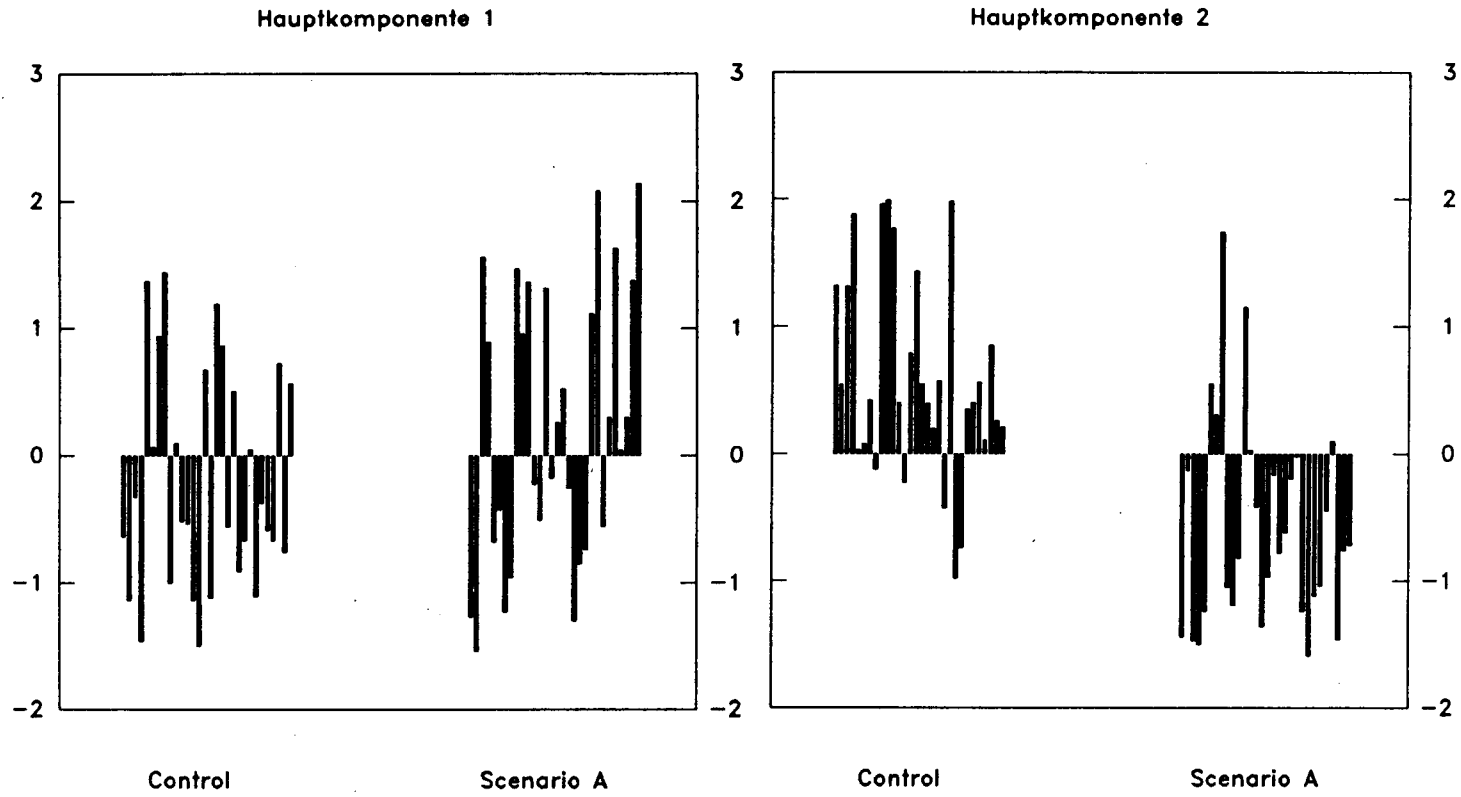


Fig. 1A: V-Werte, 500 hPa Niveau, nordhemisphärischer Winter

Fig. 1B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 1

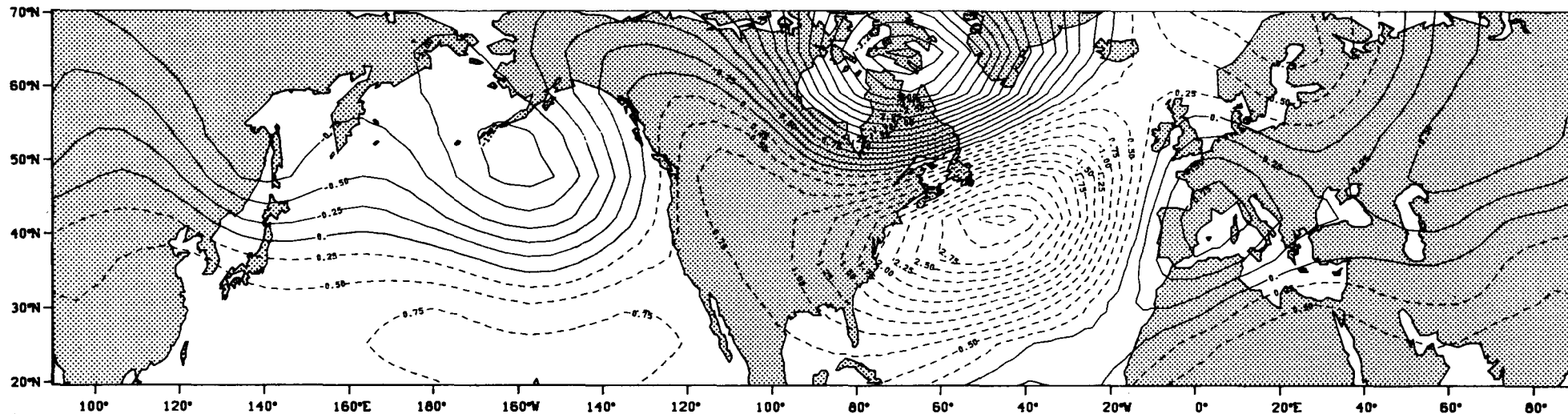
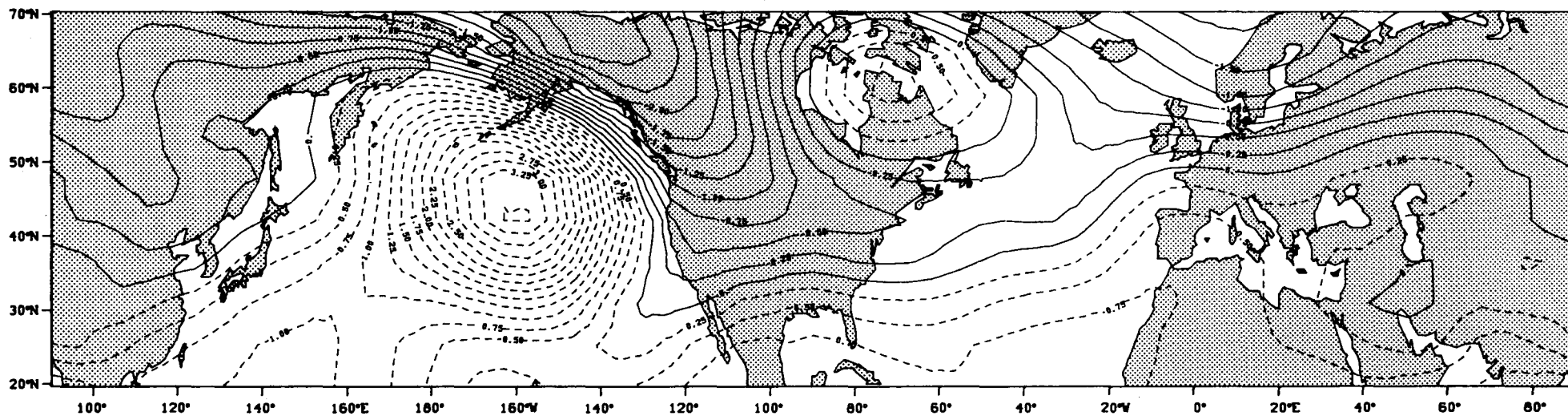


Fig. 1B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 2



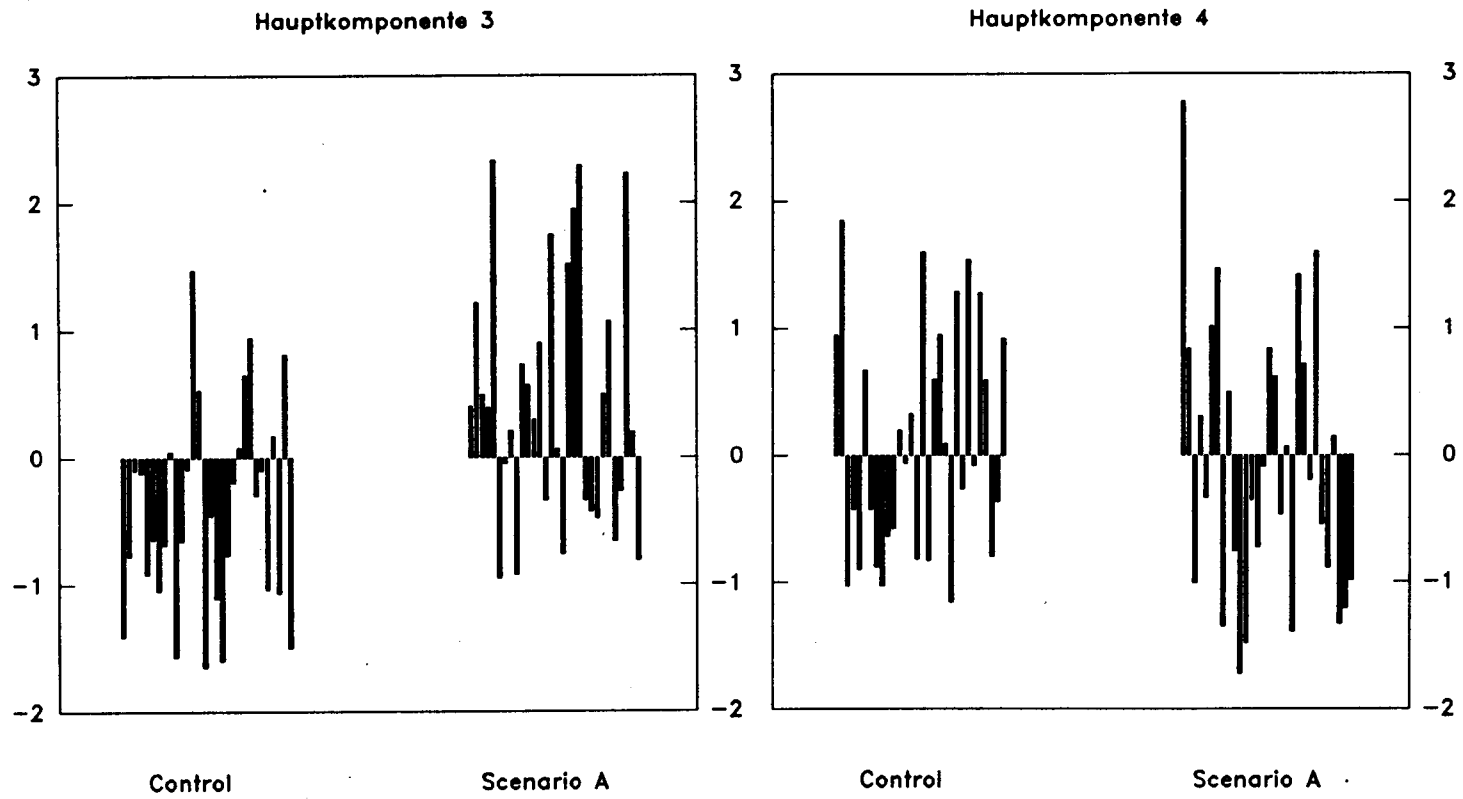


Fig. 1A: V-Werte, 500 hPa Niveau, nordhemisphärischer Winter

Fig. 1B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 3

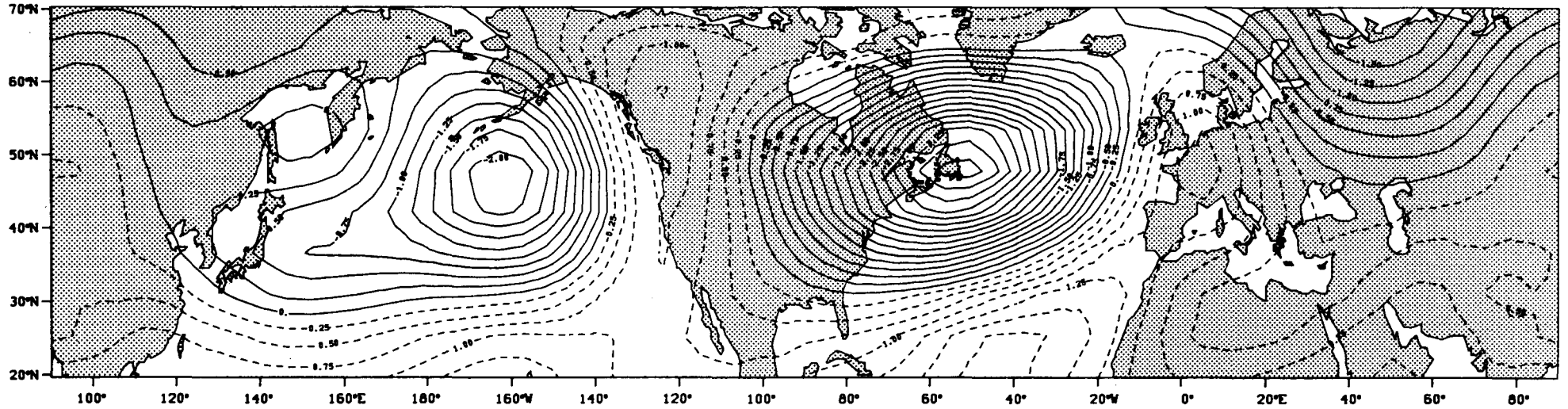
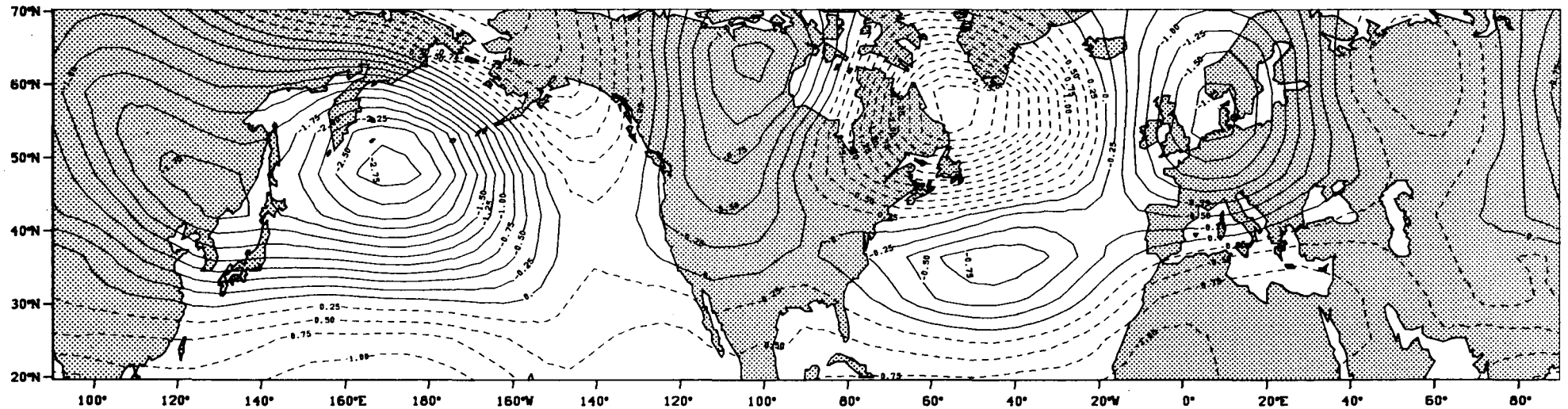


Fig. 1B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 4



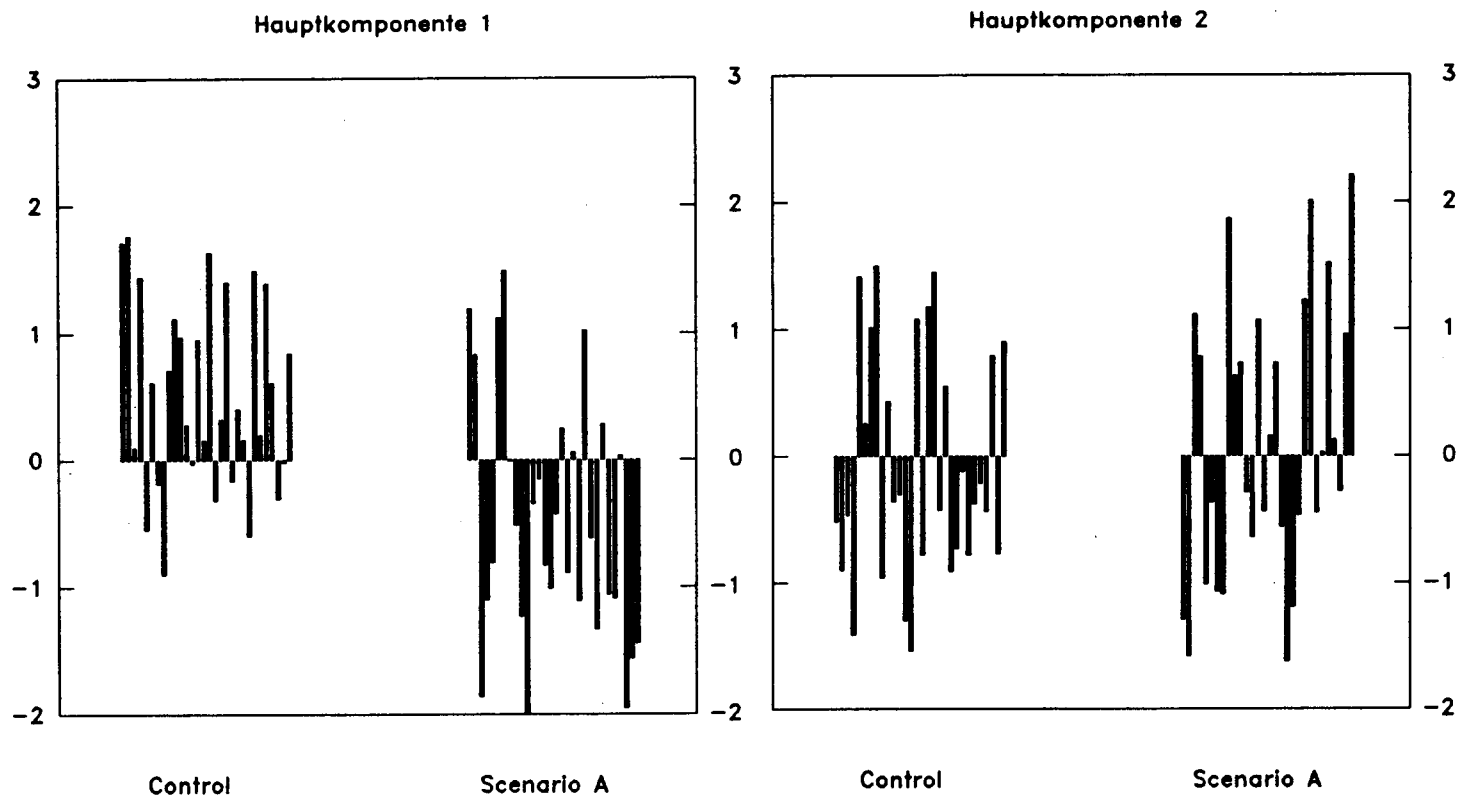


Fig. 2A: V-Werte, 300 hPa Niveau, nordhemisphärischer Winter

Fig. 2B: 300 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 1

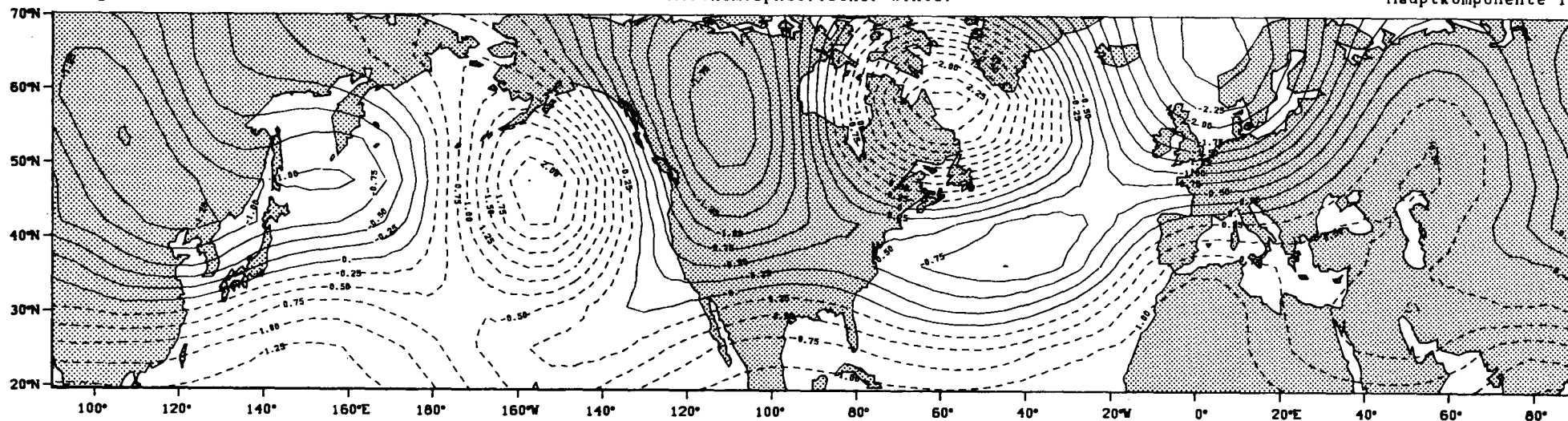
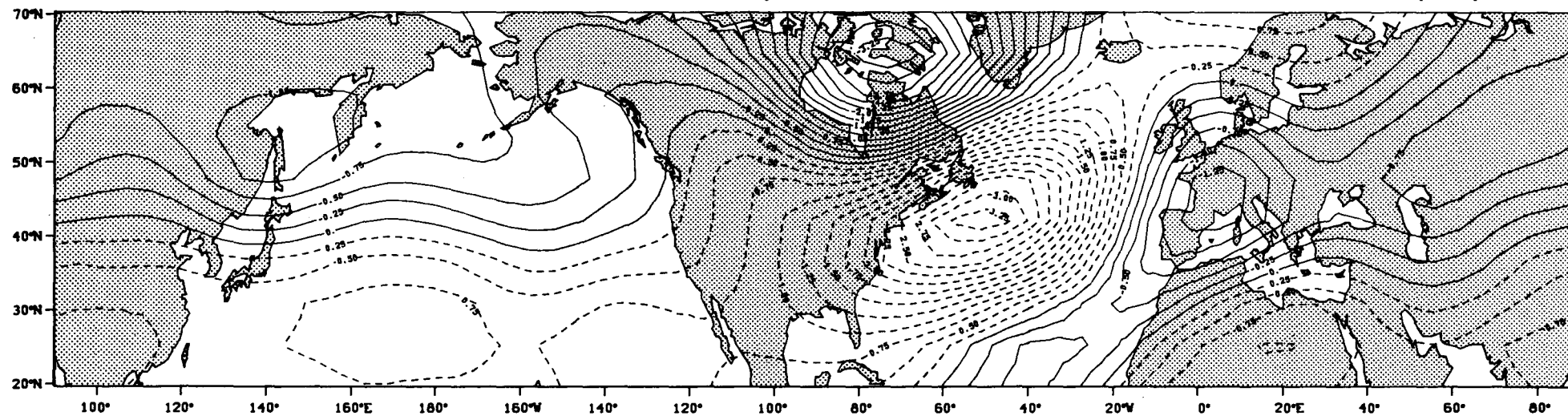


Fig. 2B: 300 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 2



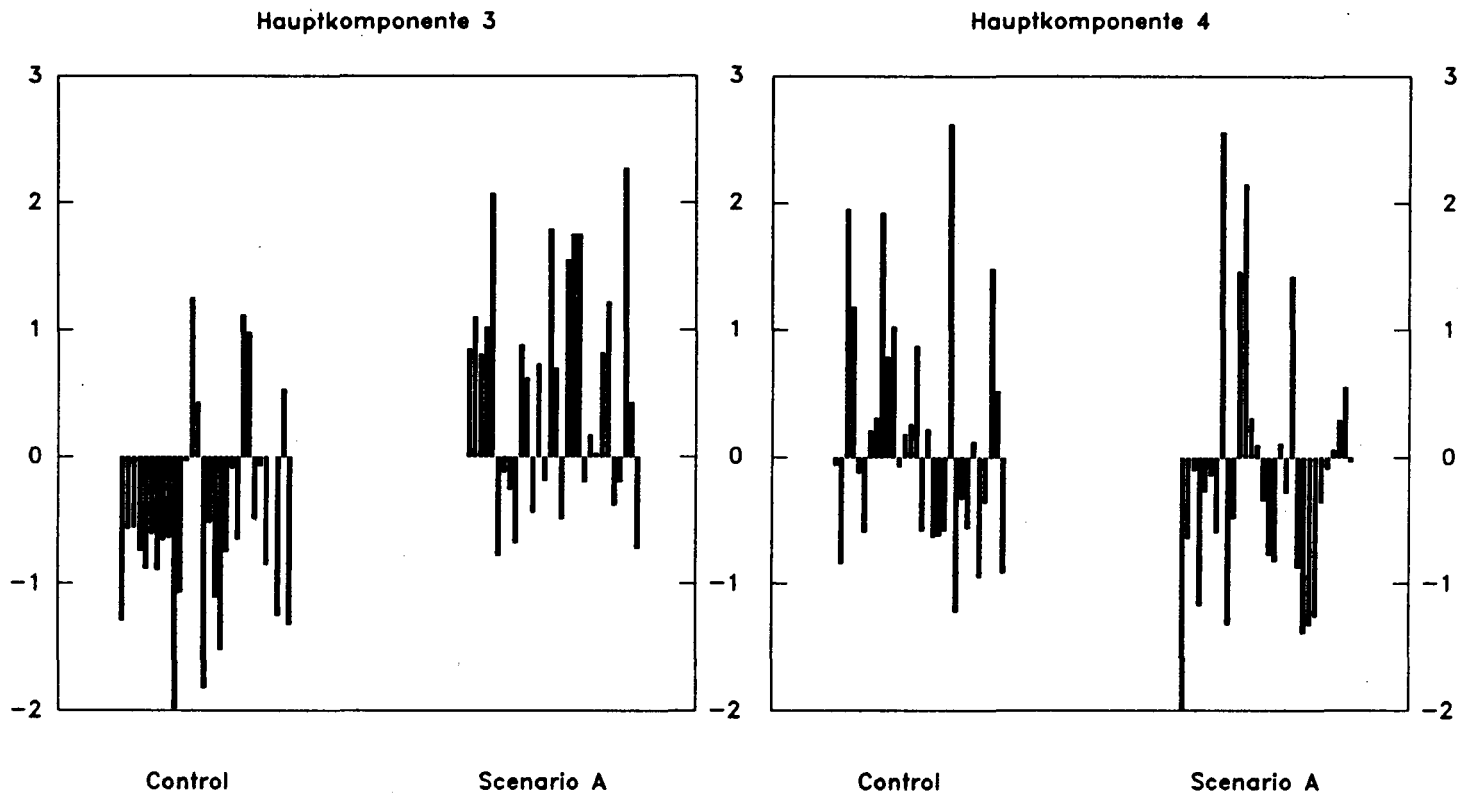


Fig. 2A: V-Werte, 300 hPa Niveau, nordhemisphärischer Winter

Fig. 2B: 300 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 3

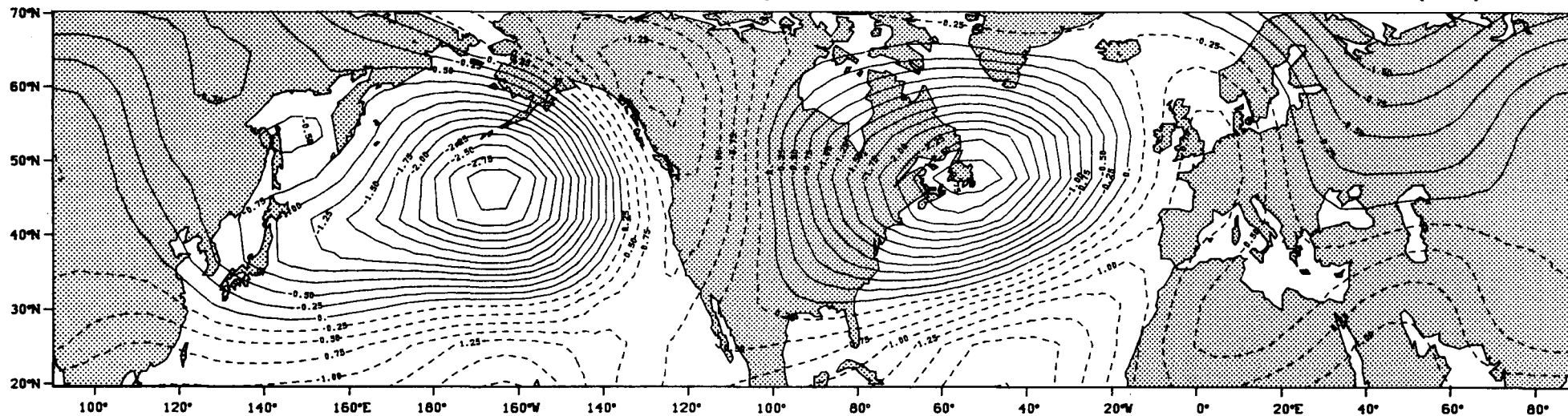
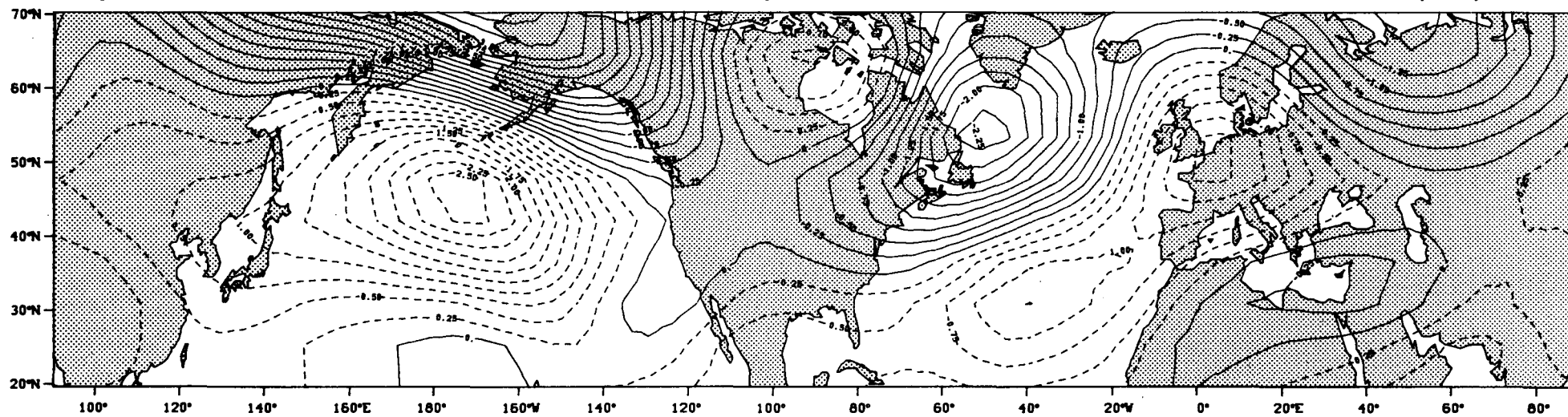


Fig. 2B: 300 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 4



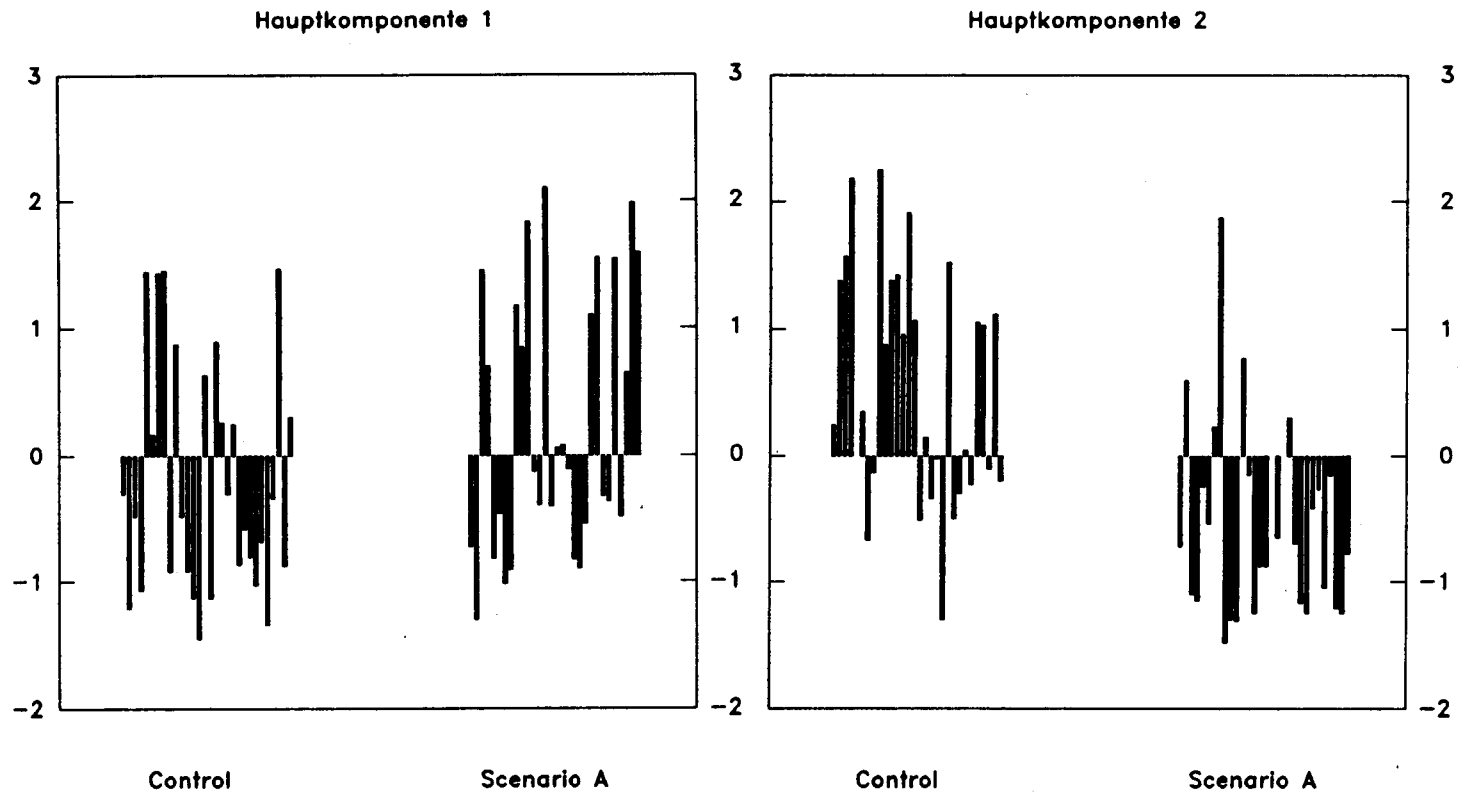


Fig. 3A: V-Werte, 1000 hPa Niveau, nordhemisphärischer Winter

Fig.3B: 1000 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 1

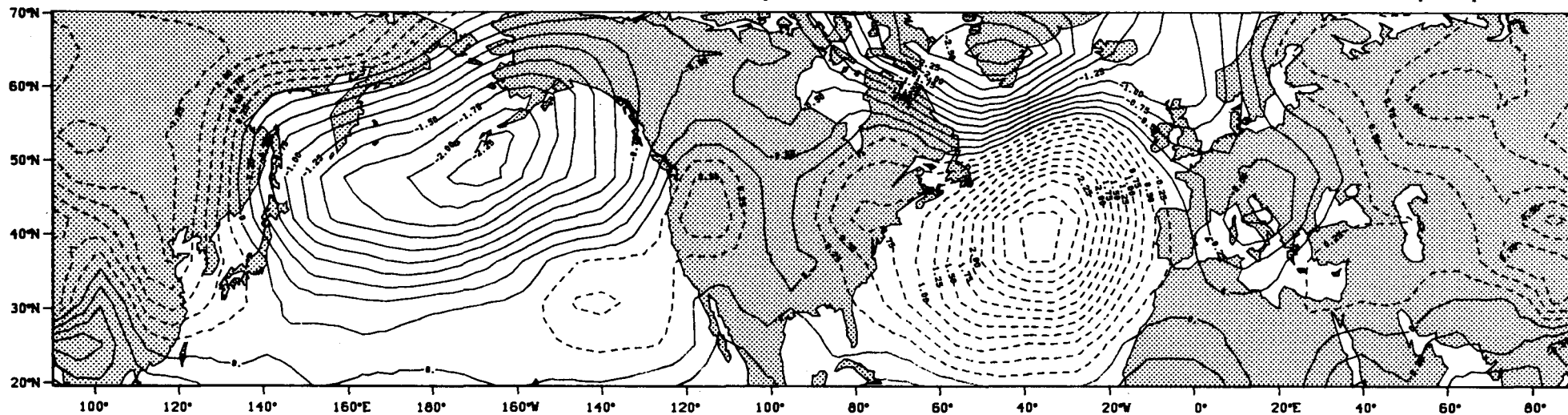
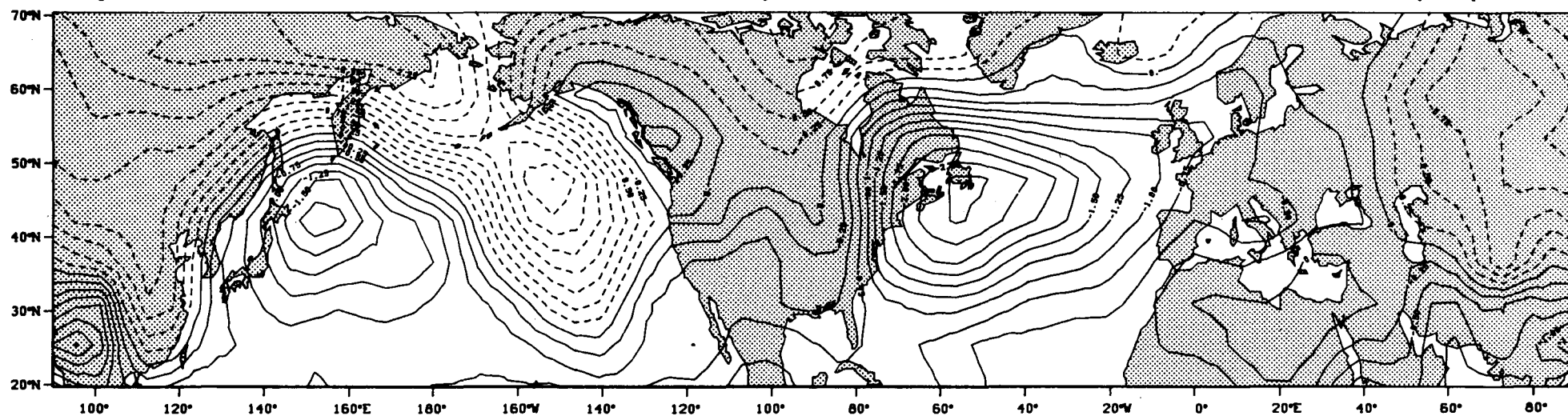


Fig.3B: 1000 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 2



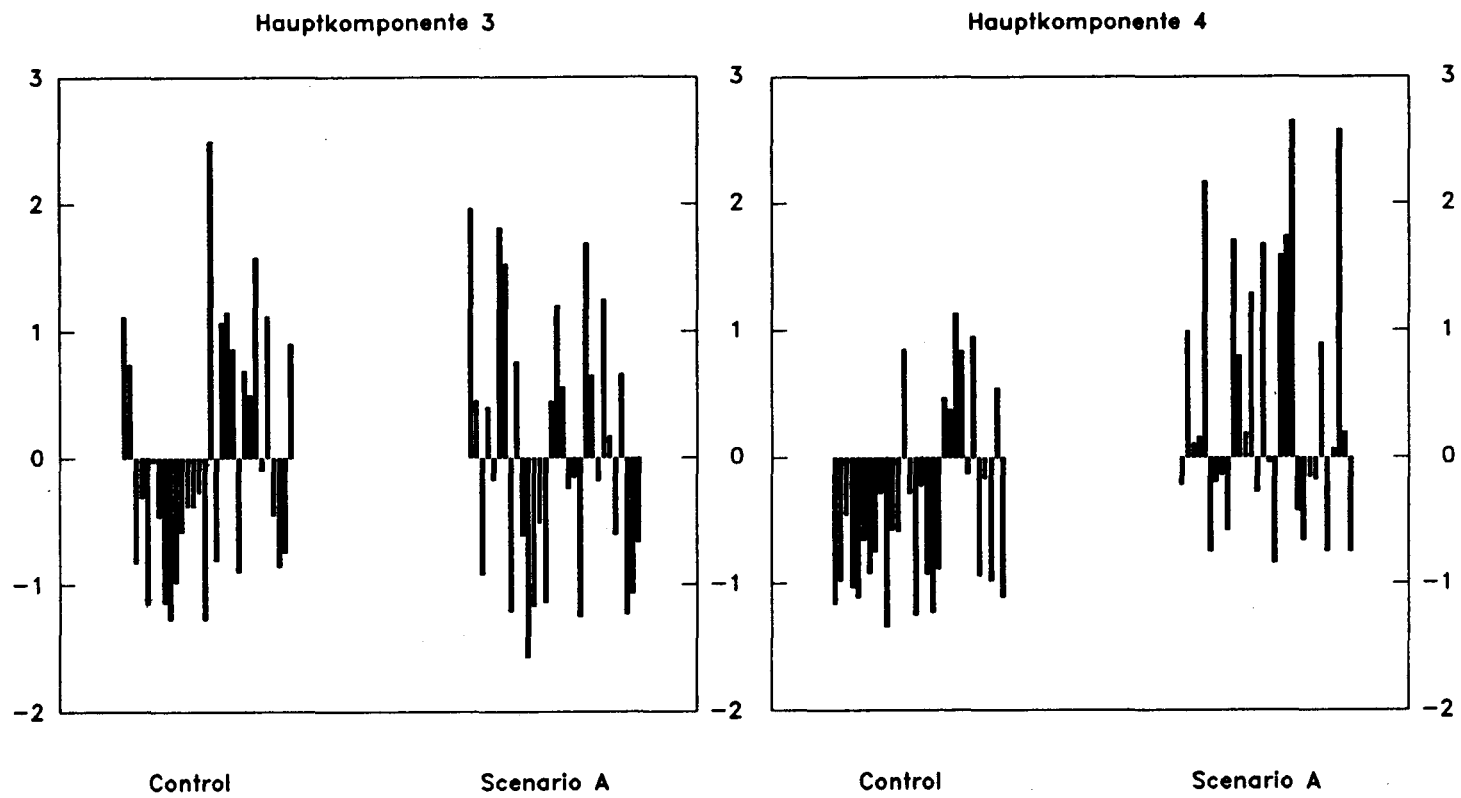


Fig. 3A: V-Werte, 1000 hPa Niveau, nordhemisphärischer Winter

Fig. 3B: 1000 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 3

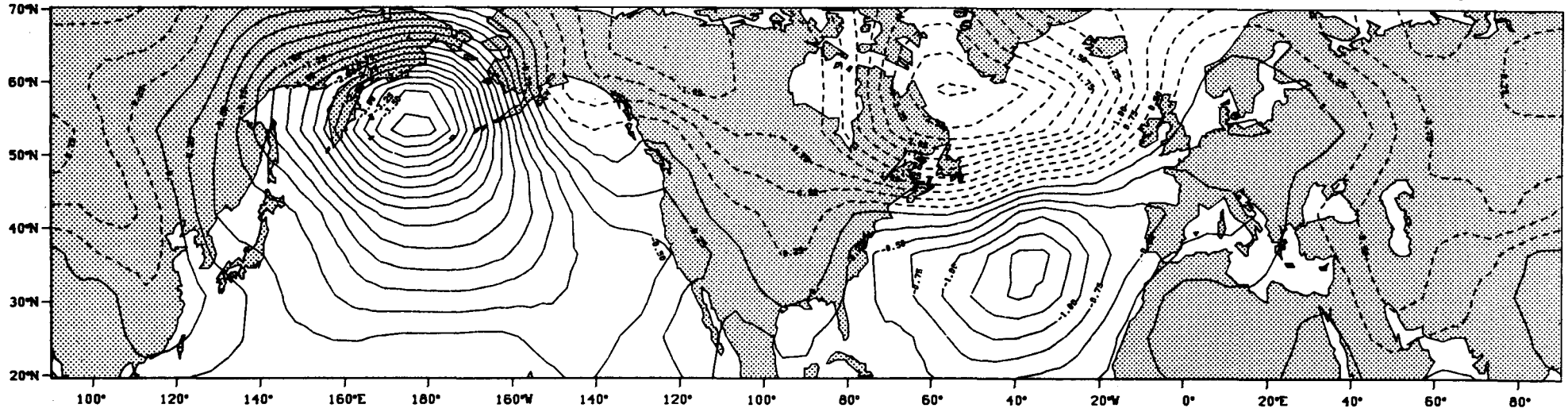
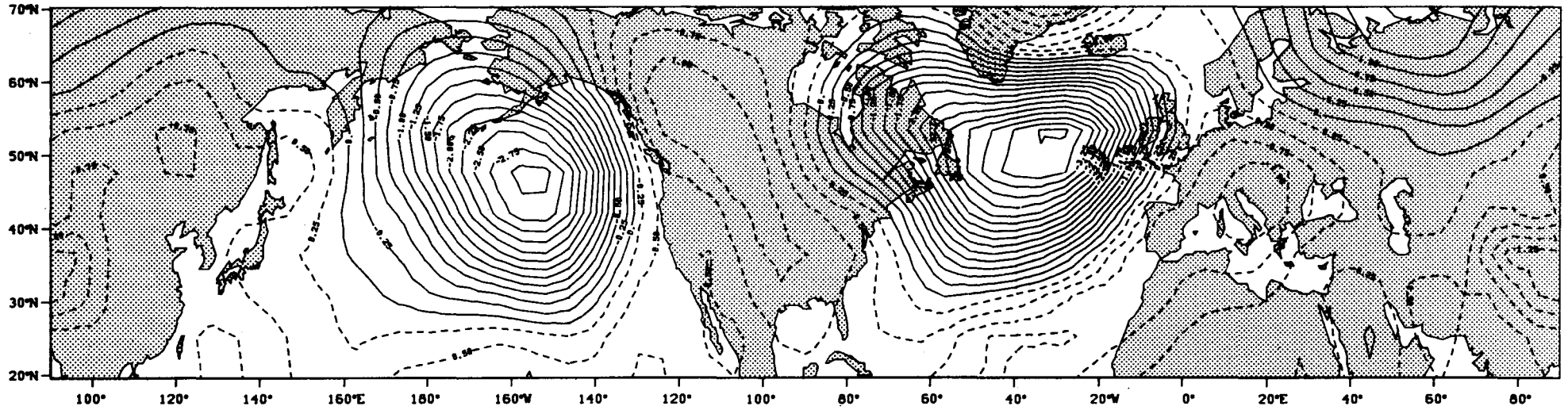


Fig. 3B: 1000 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 4



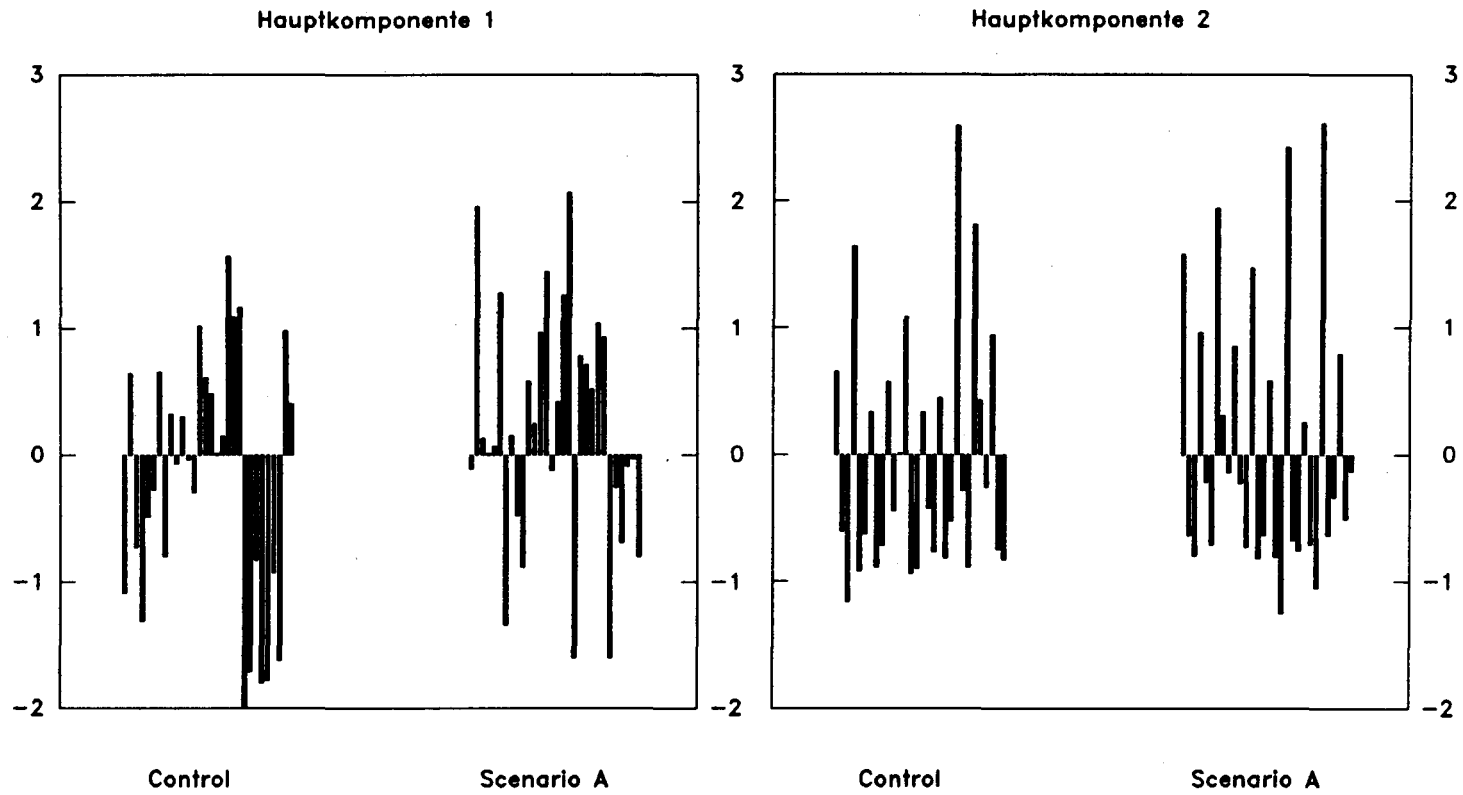


Fig. 4A: V-Werte, 500 hPa Niveau, nordhemisphärischer Sommer

Fig.4B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 1

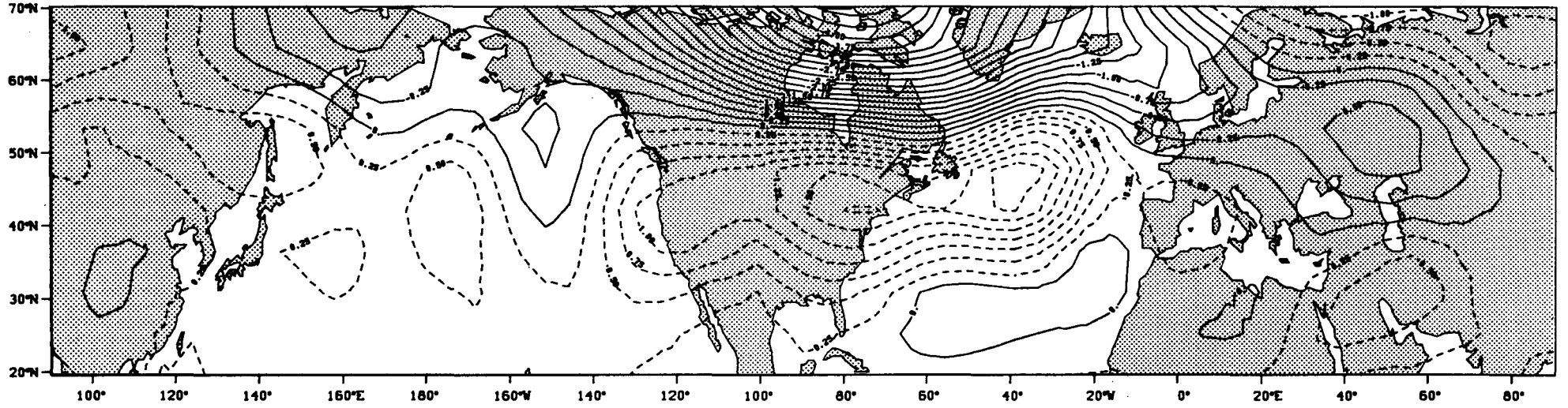
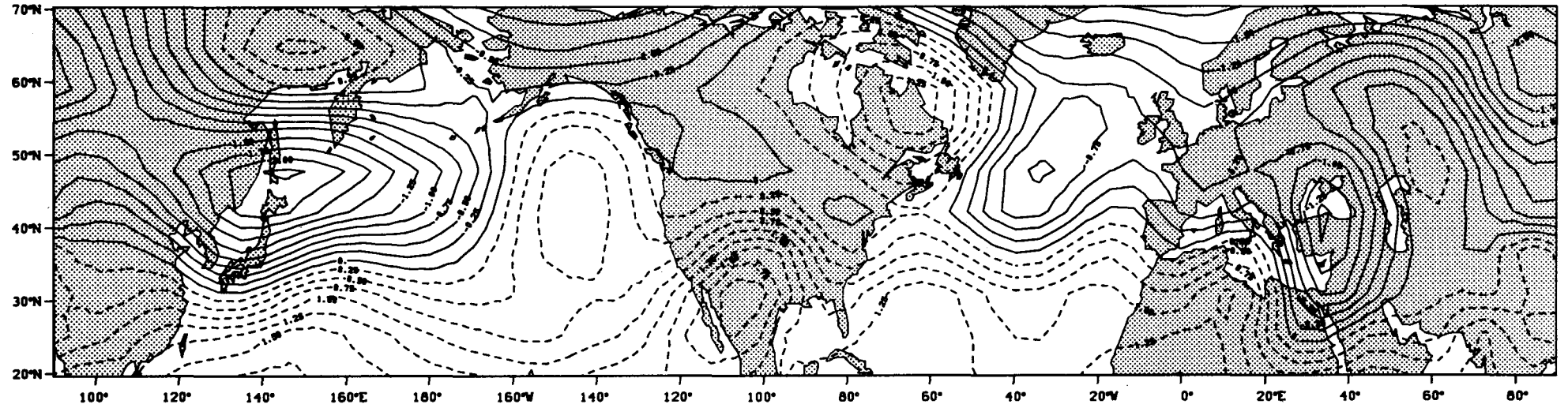


Fig.4B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 2



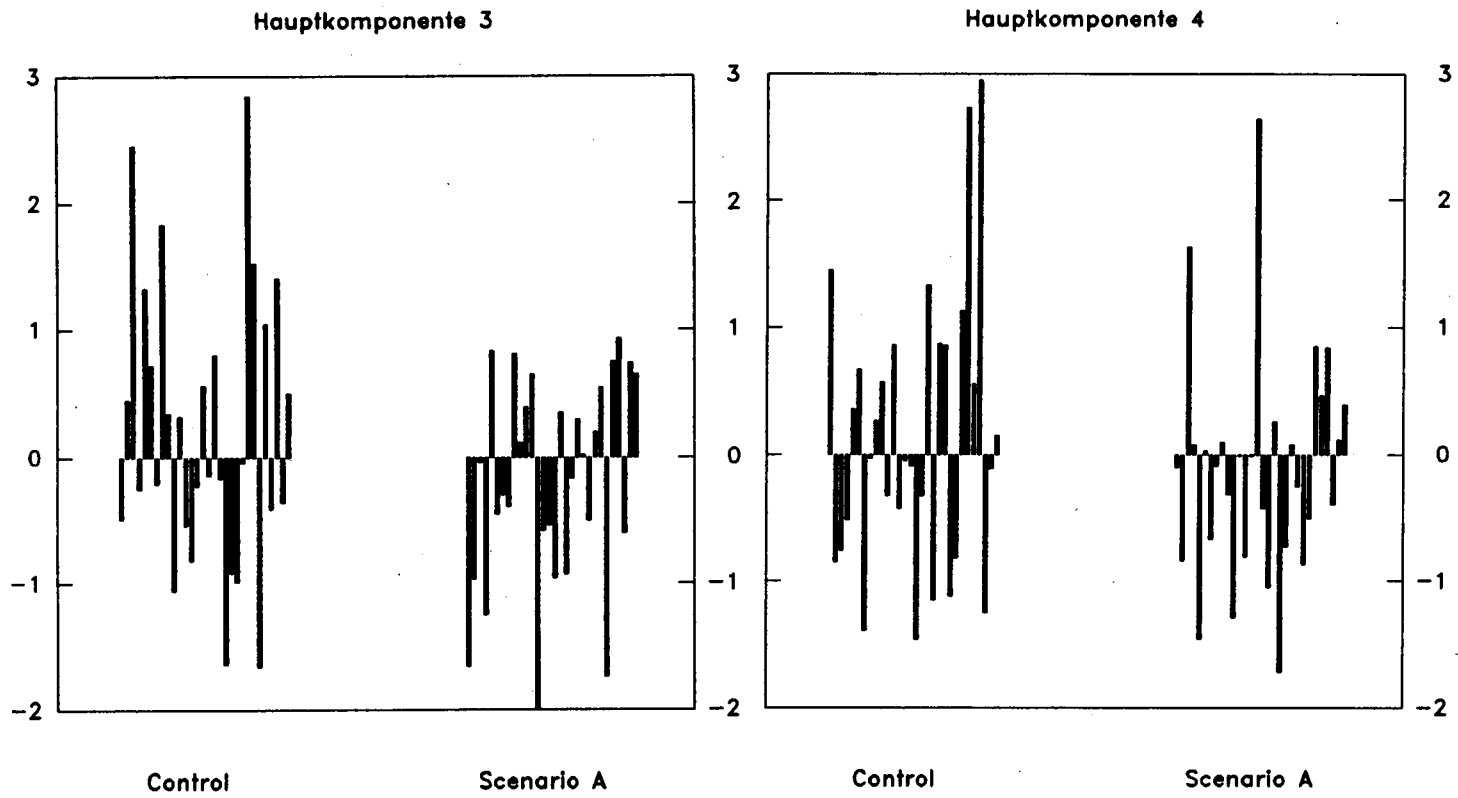


Fig. 4A: V-Werte, 500 hPa Niveau, nordhemisphärischer Sommer

Fig. 4B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 3

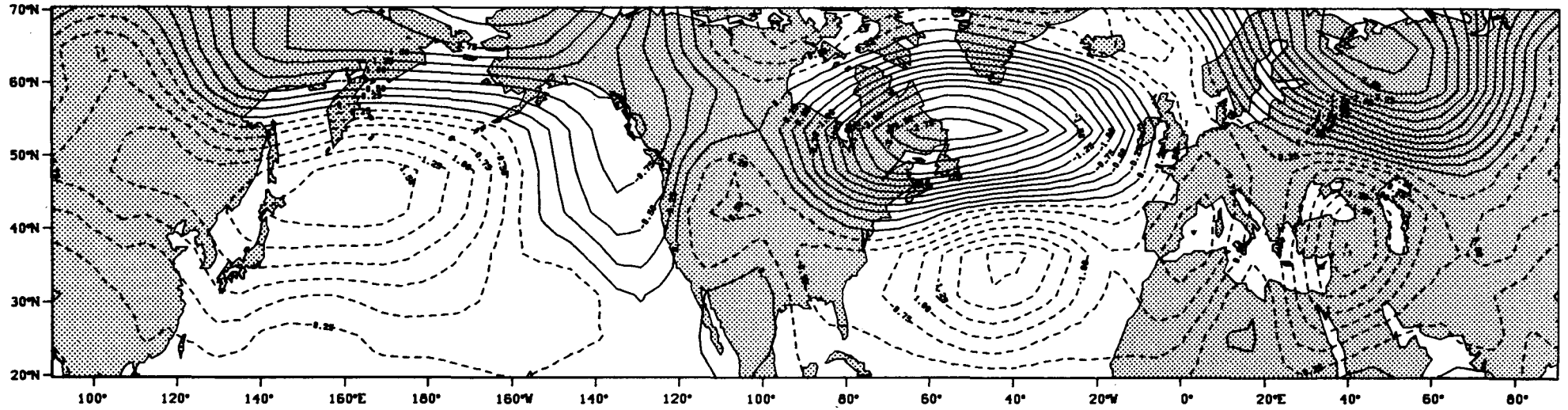
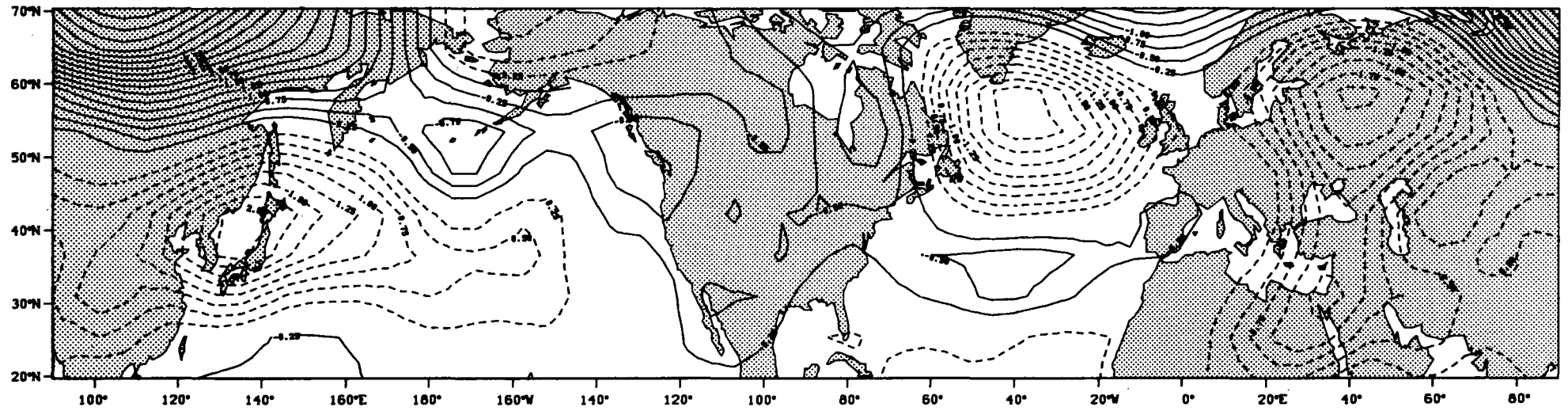


Fig. 4B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 4



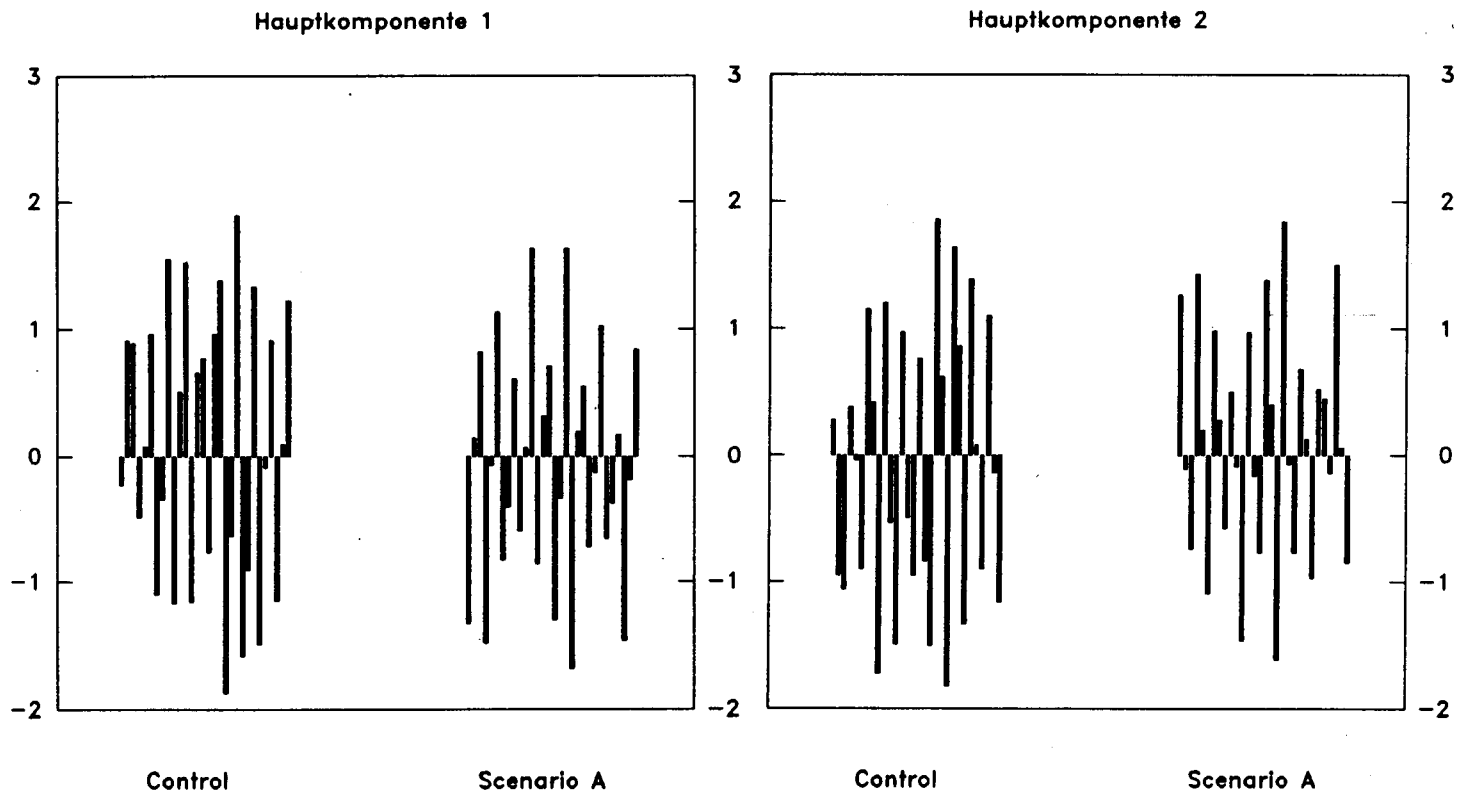


Fig. 5A: V-Werte, 500 hPa Niveau, nordhemisphärischer Frühling

Fig.5B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Fruehling

Hauptkomponente 1

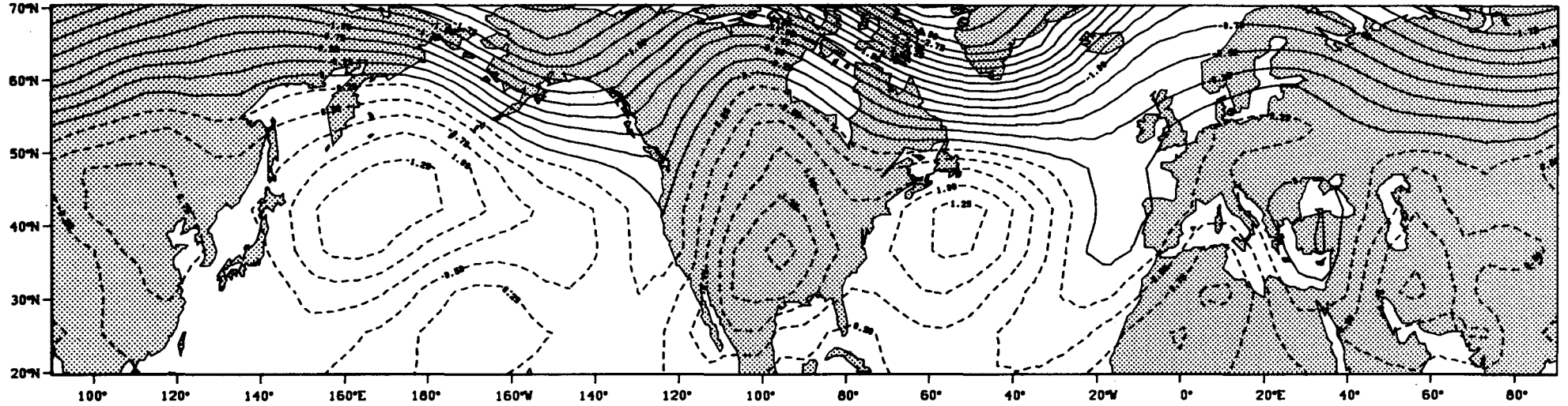
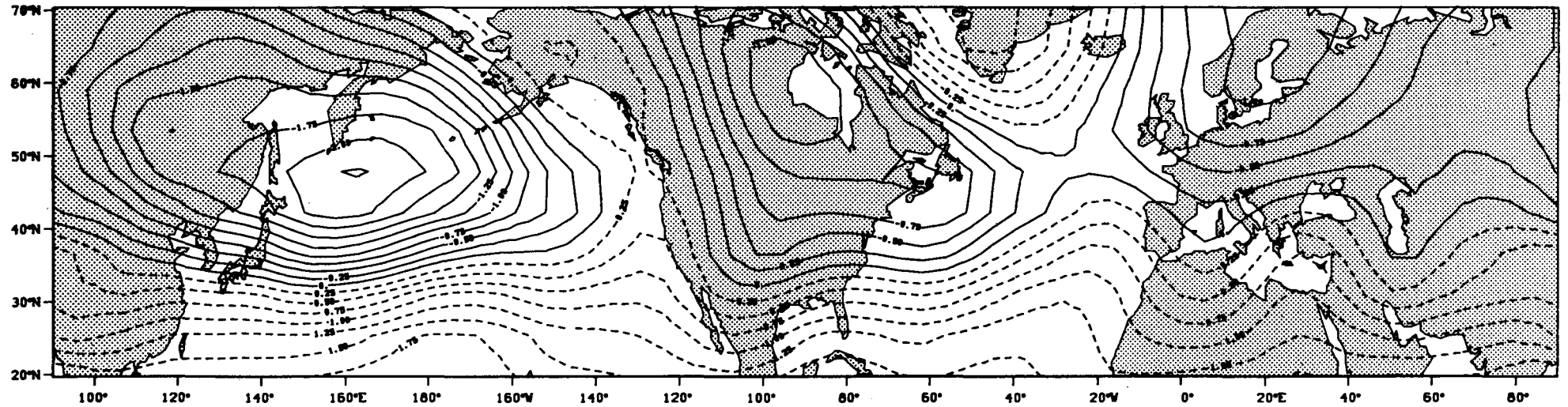


Fig.5B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Fruehling

Hauptkomponente 2



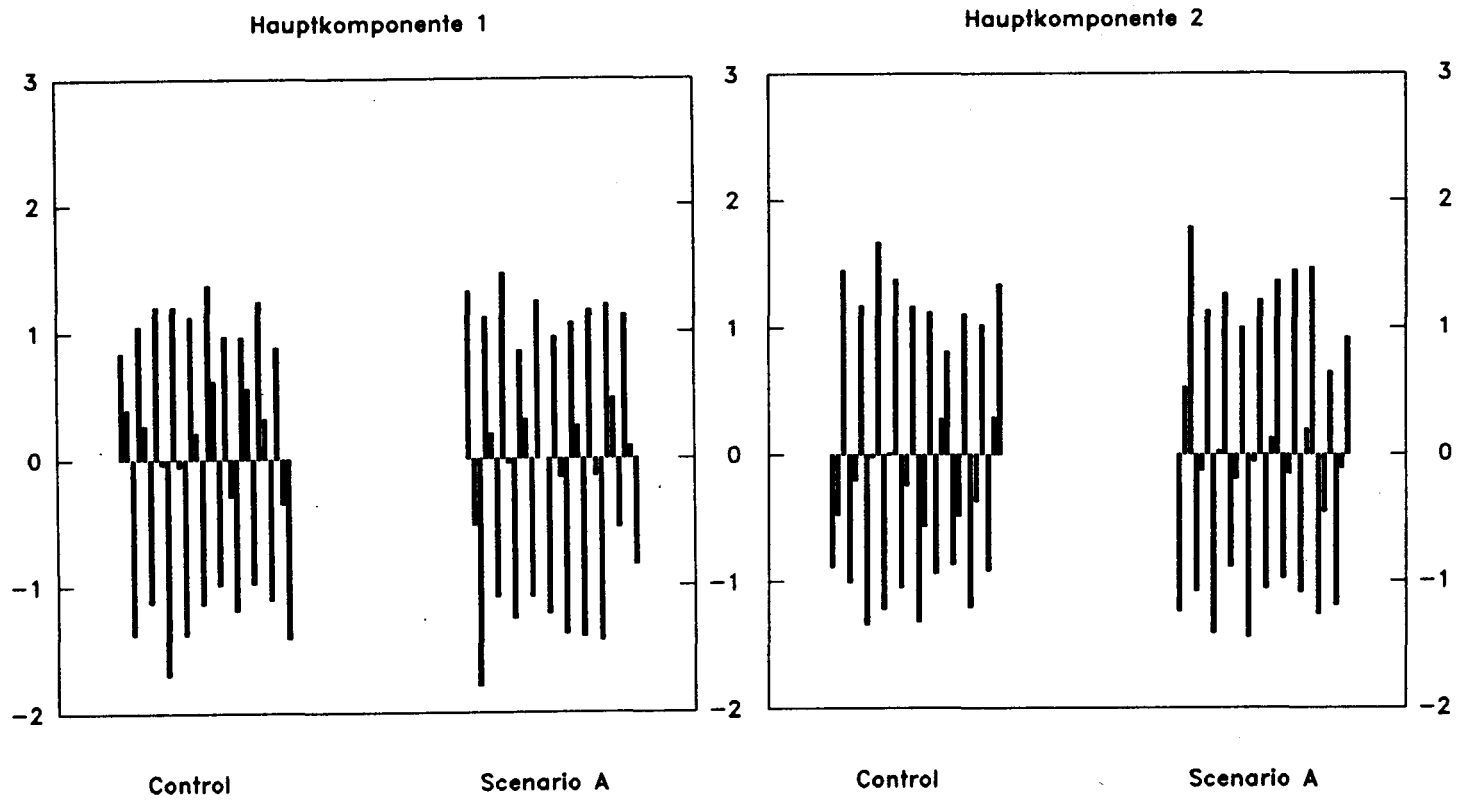


Fig. 6A: V-Werte, 500 hPa Niveau, nordhemisphärischer Herbst

Fig. 6B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Herbst

Hauptkomponente 1

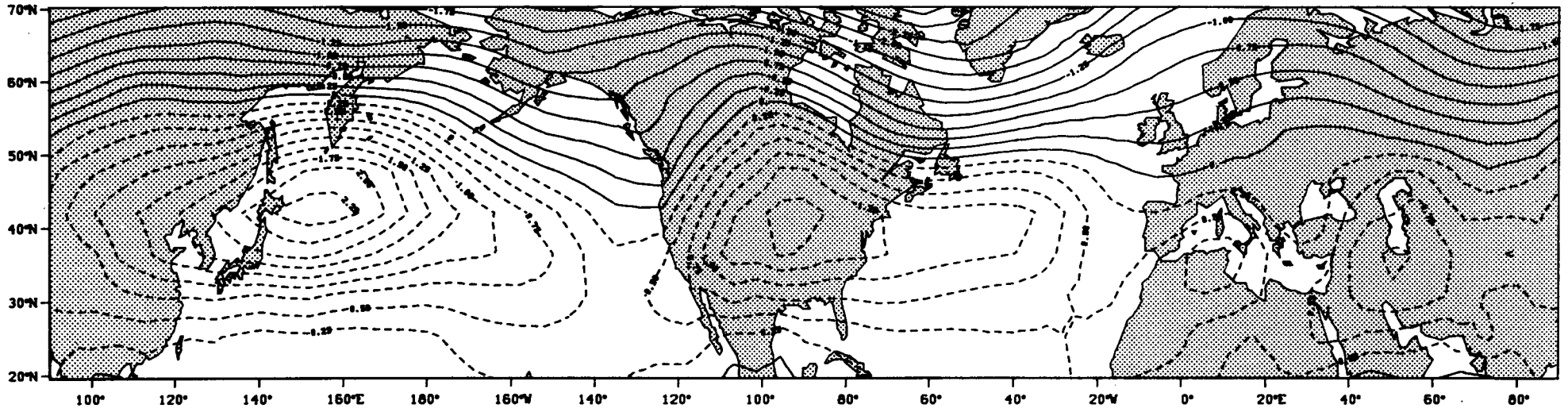
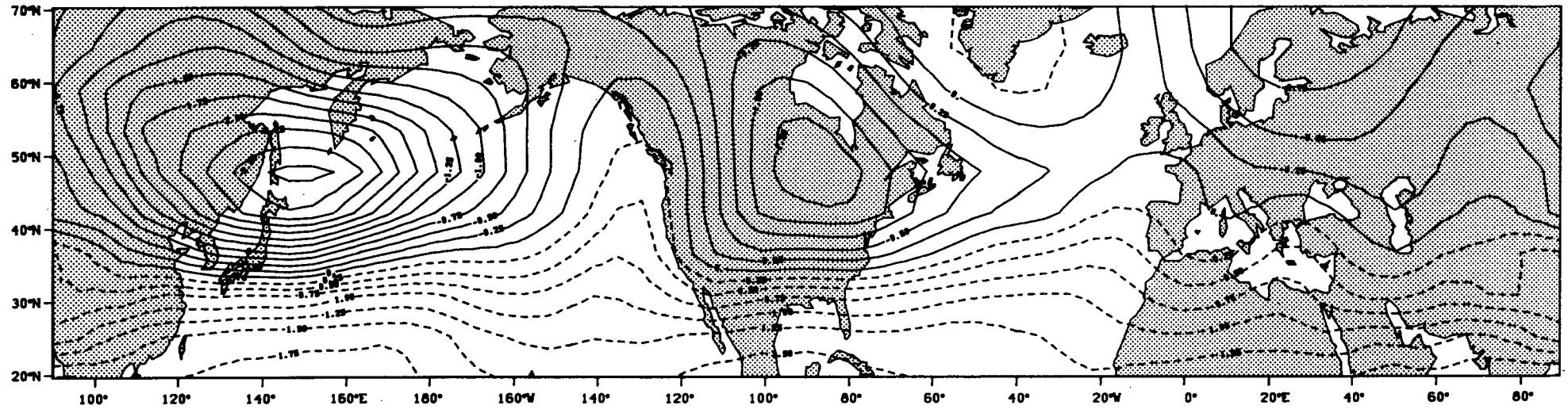


Fig. 6B: 500 hPa Niveau

Nordhemisphaerischer Herbst

Hauptkomponente 2



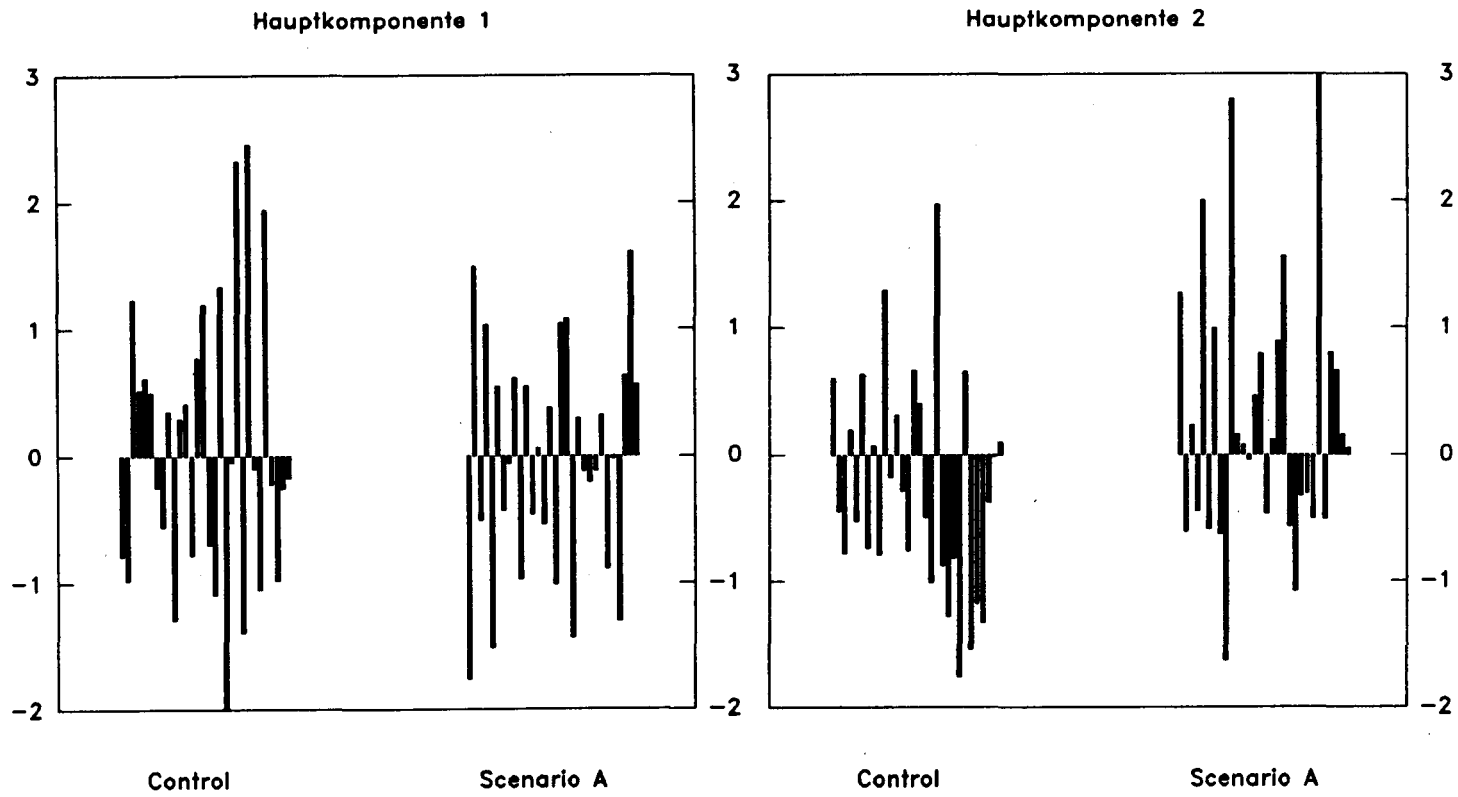


Fig. 7A: V-Werte, 500 hPa Niveau, südhemisphärischer Winter

Fig.7B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 1

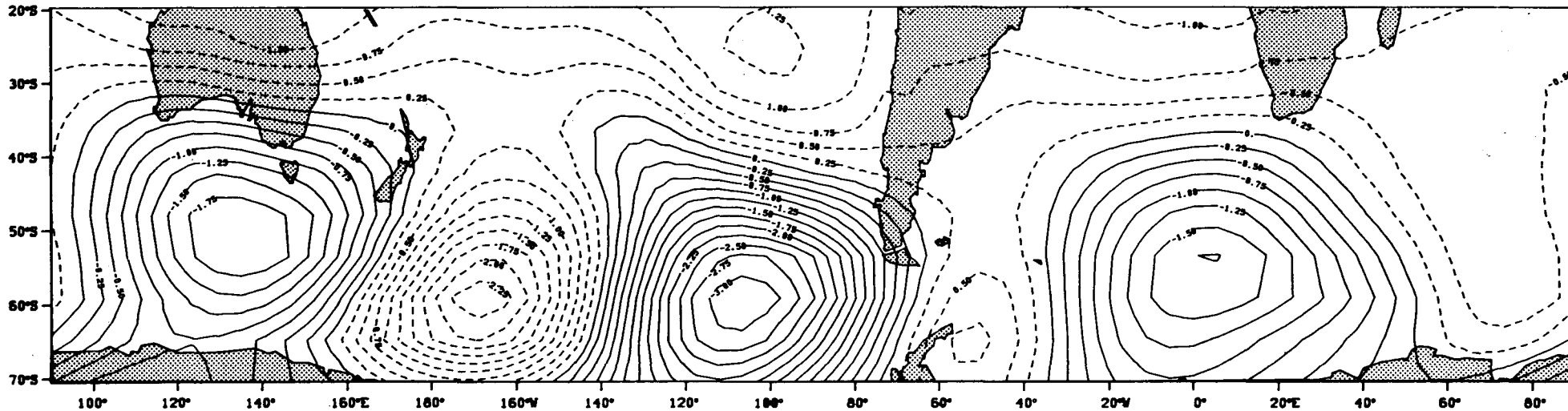
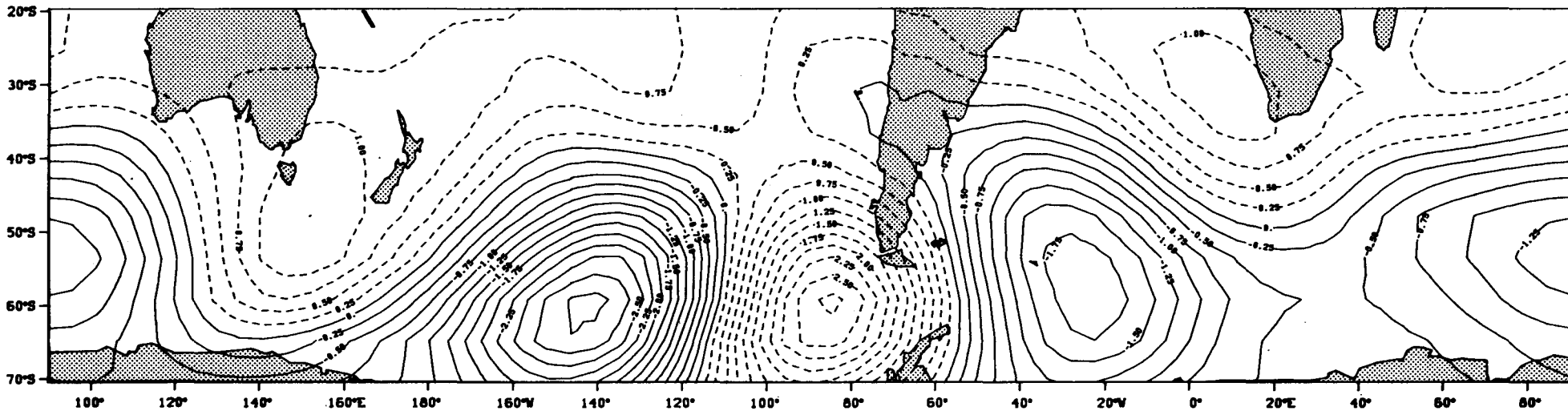


Fig.7B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 2



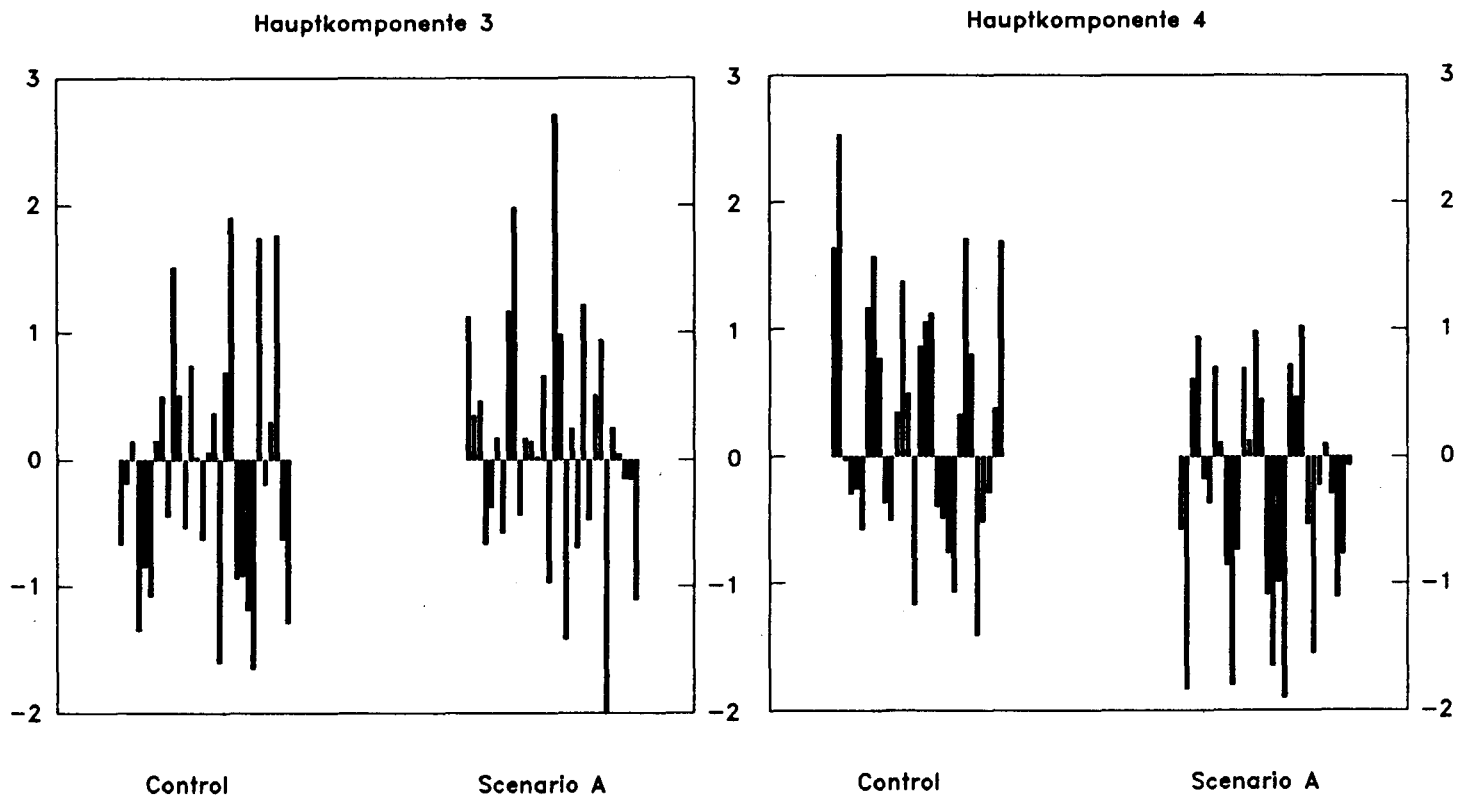


Fig. 7A: V-Werte, 500 hPa Niveau, südhemisphärischer Winter

Fig. 7B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 3

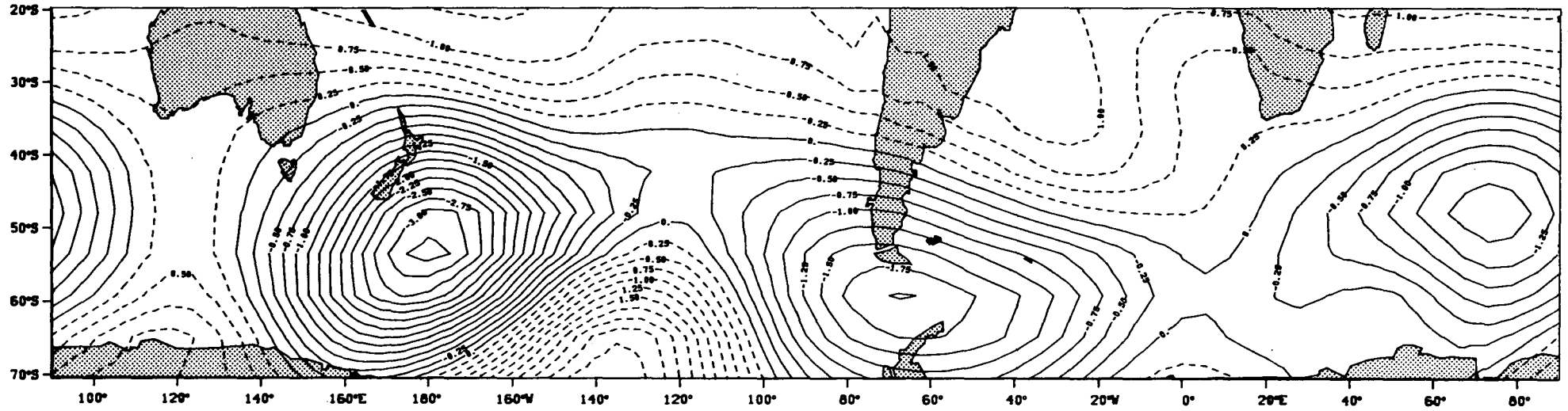
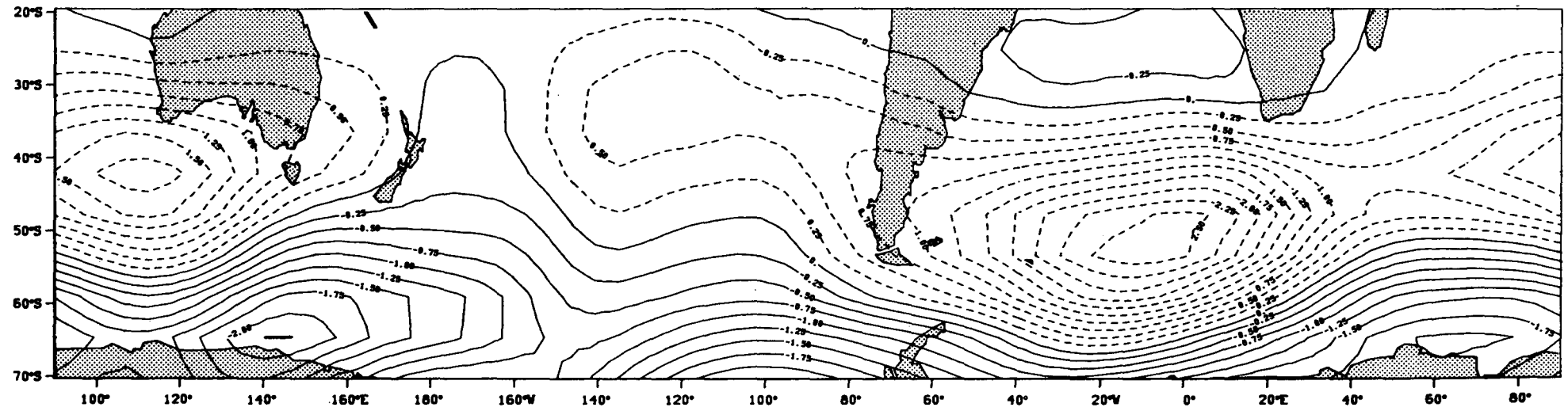
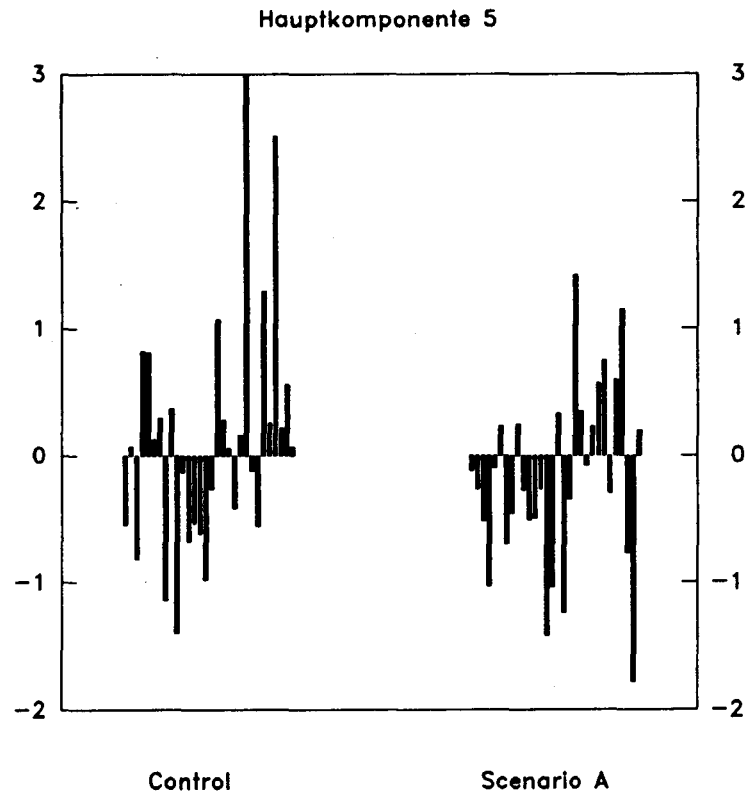


Fig. 7B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 4



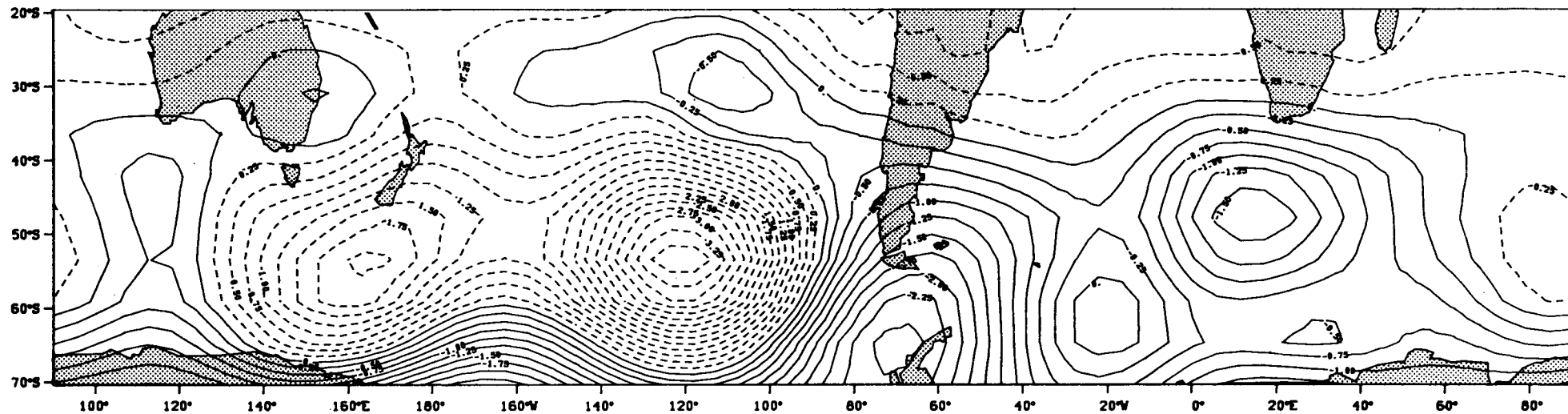


**Fig. 7A: V-Werte, 500 hPa Niveau,
südhemisphärischer Winter**

Fig.7B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 5



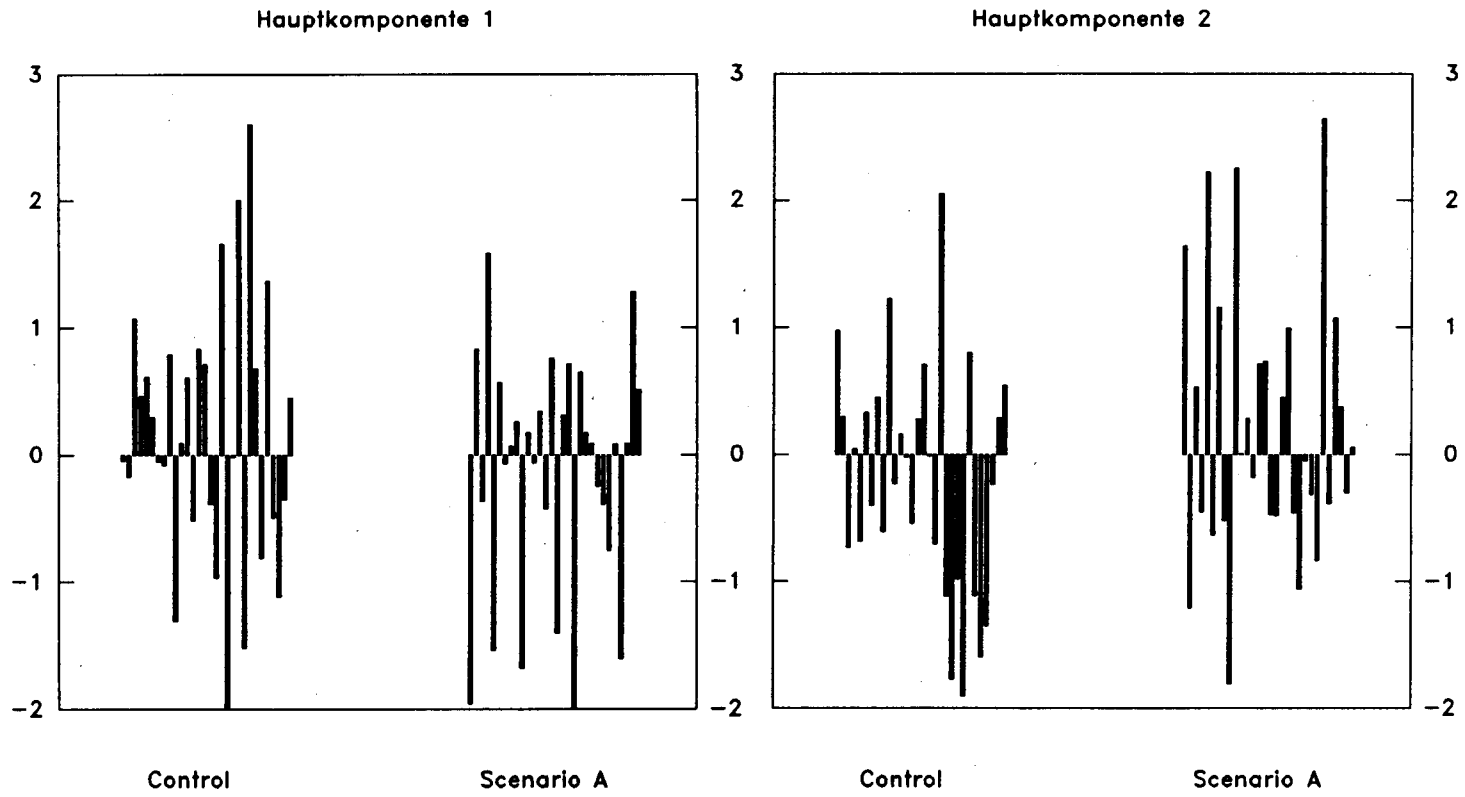


Fig. 8A: V-Werte, 300 hPa Niveau, südhemisphärischer Winter

Fig.8B: 300 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 1

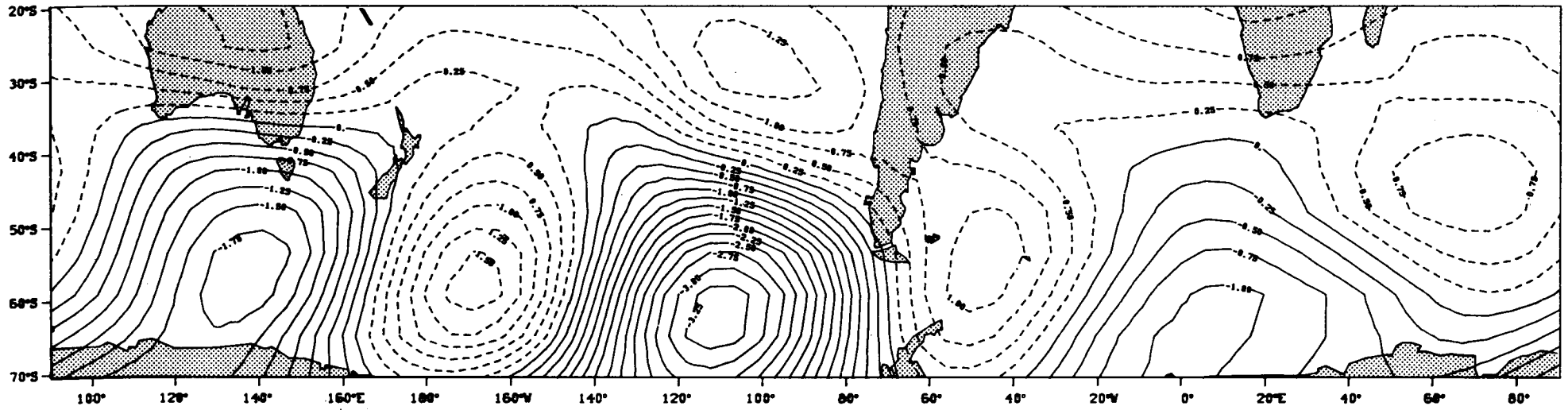
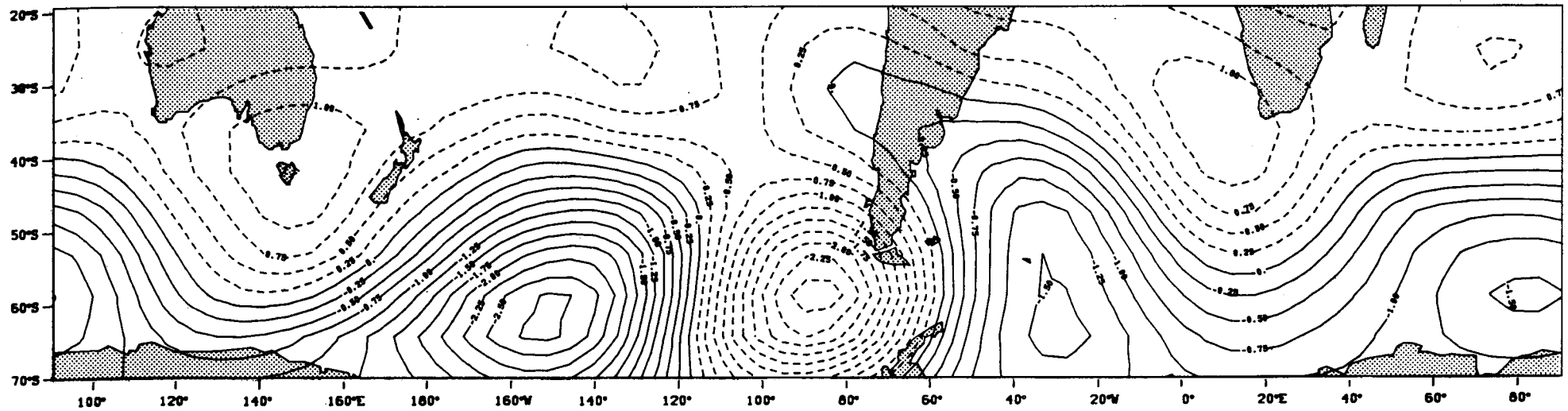
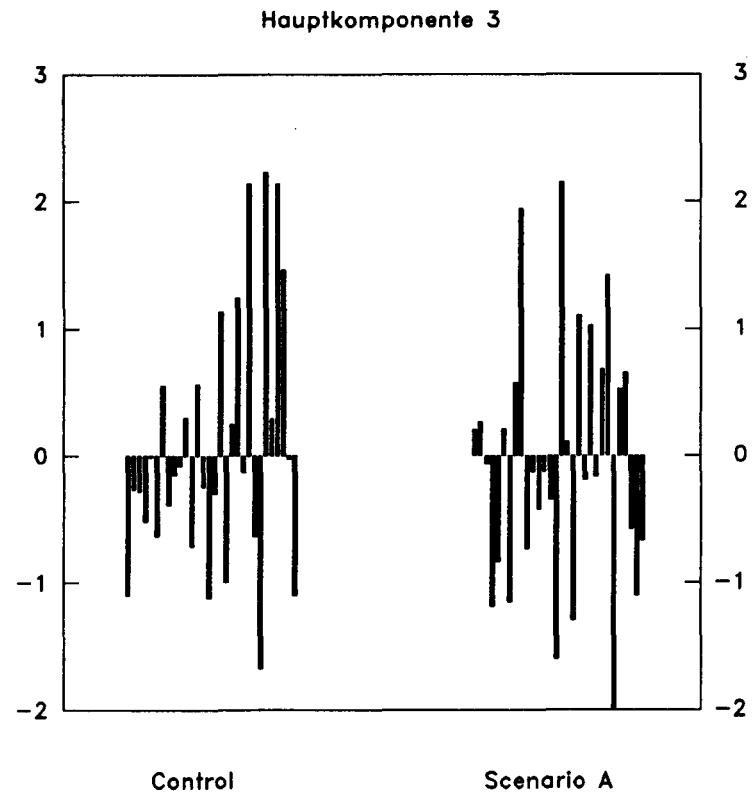


Fig.8B: 300 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 2



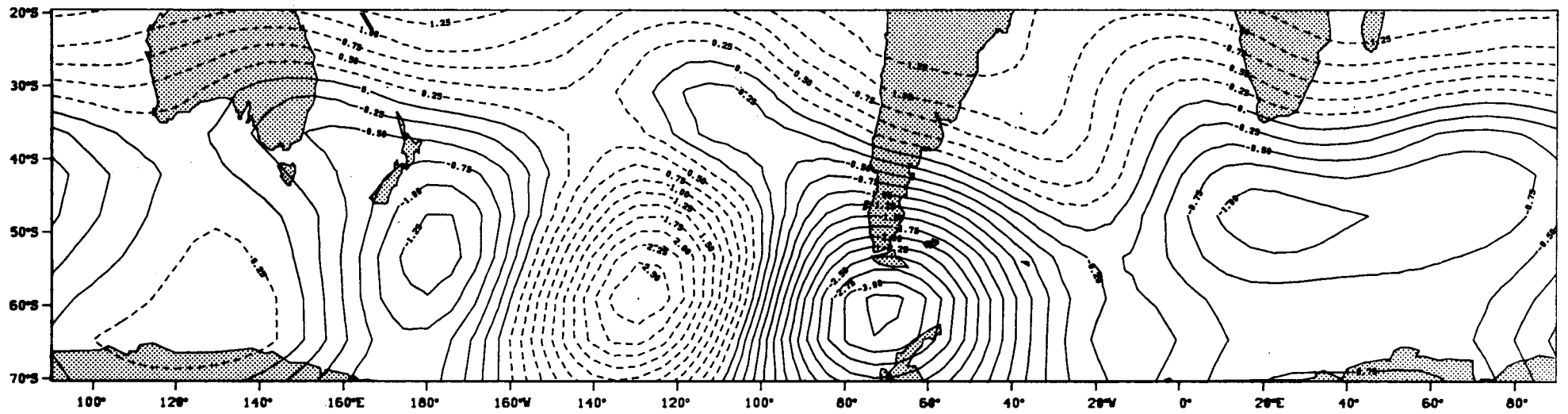


**Fig. 8A: V-Werte, 300 hPa Niveau,
südhemisphärischer Winter**

Fig.8B: 300 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 3



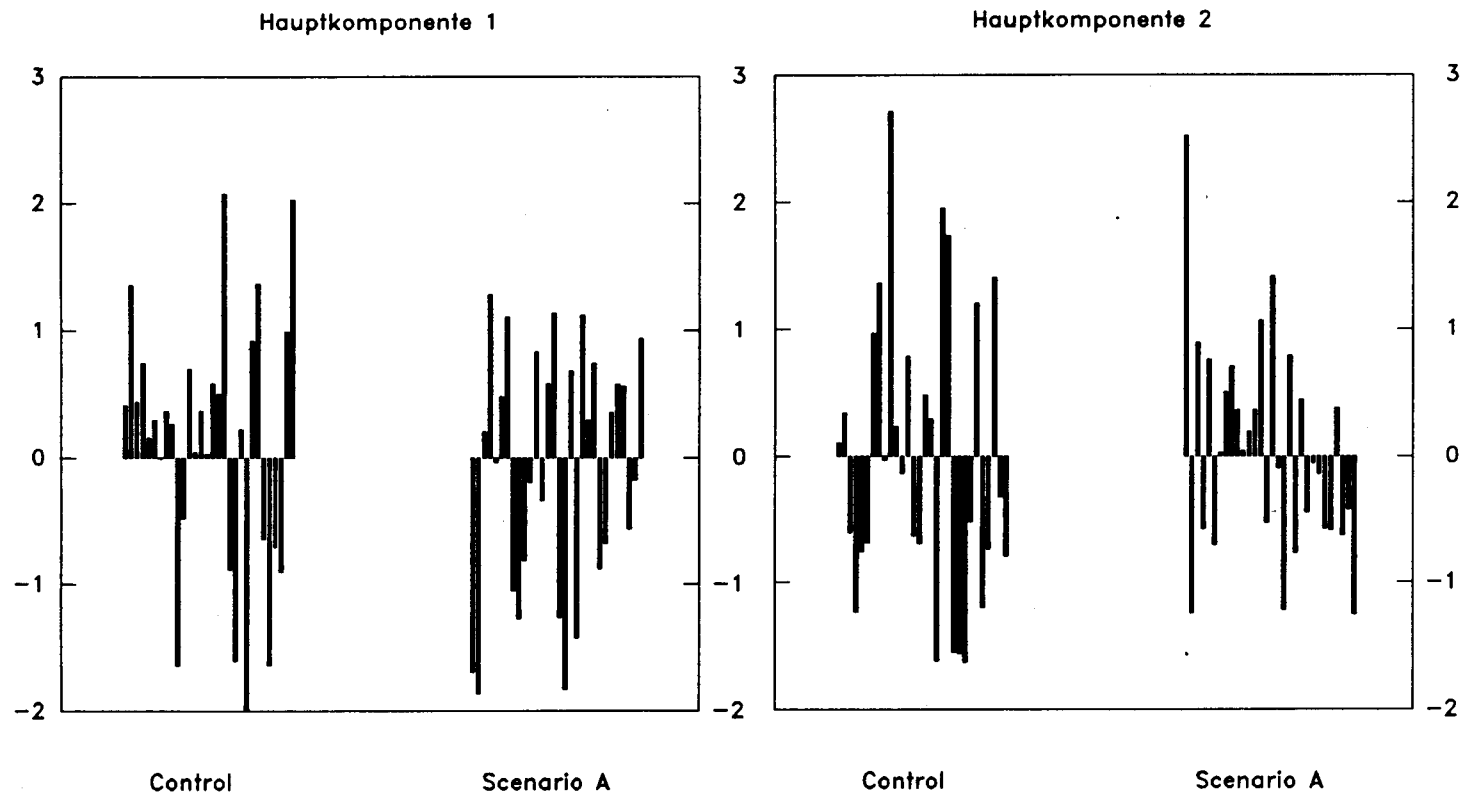


Fig. 9A: V-Werte, 1000 hPa Niveau, südhemisphärischer Winter

Fig. 9B: 1000 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 1

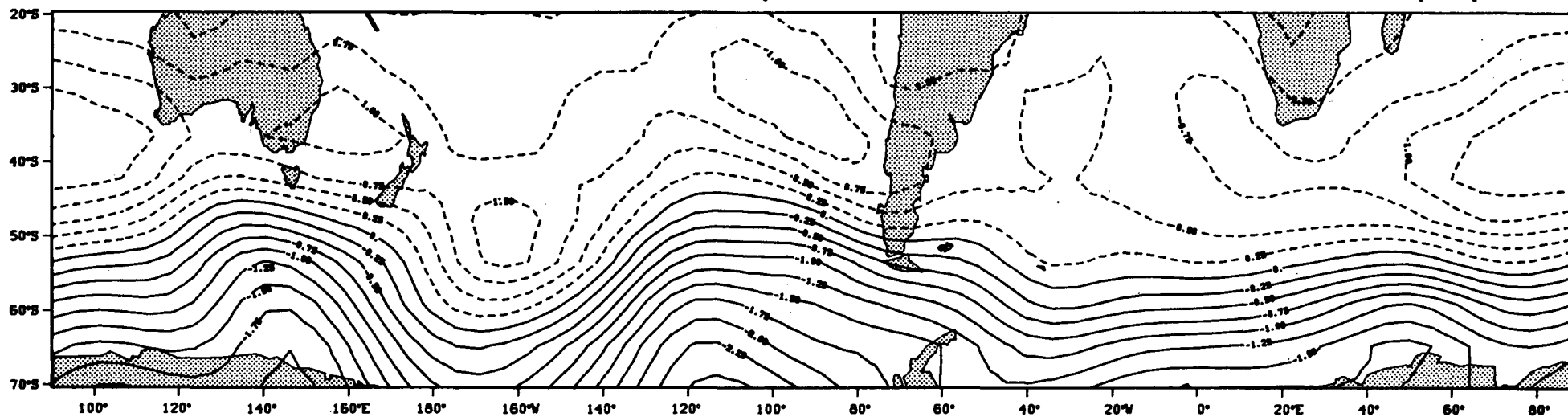
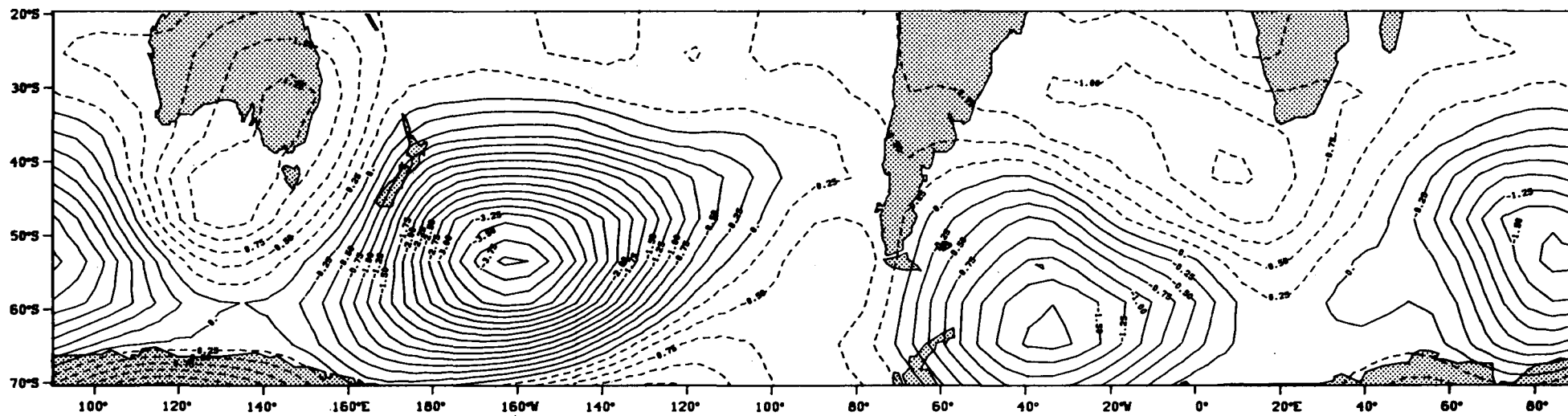


Fig. 9B: 1000 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 2



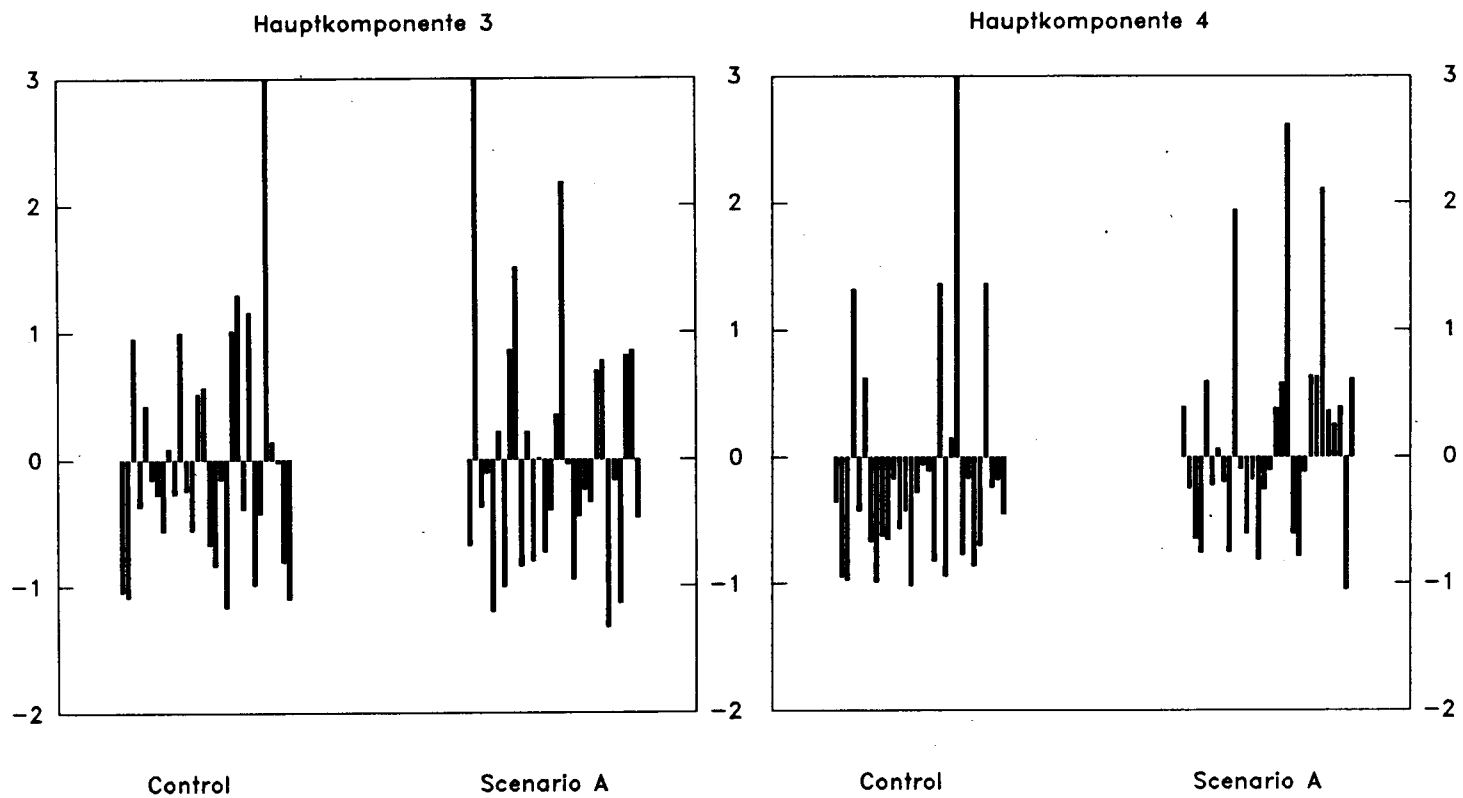


Fig. 9A: V-Werte, 1000 hPa Niveau, südhemisphärischer Winter

Fig.9B: 1000 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 3

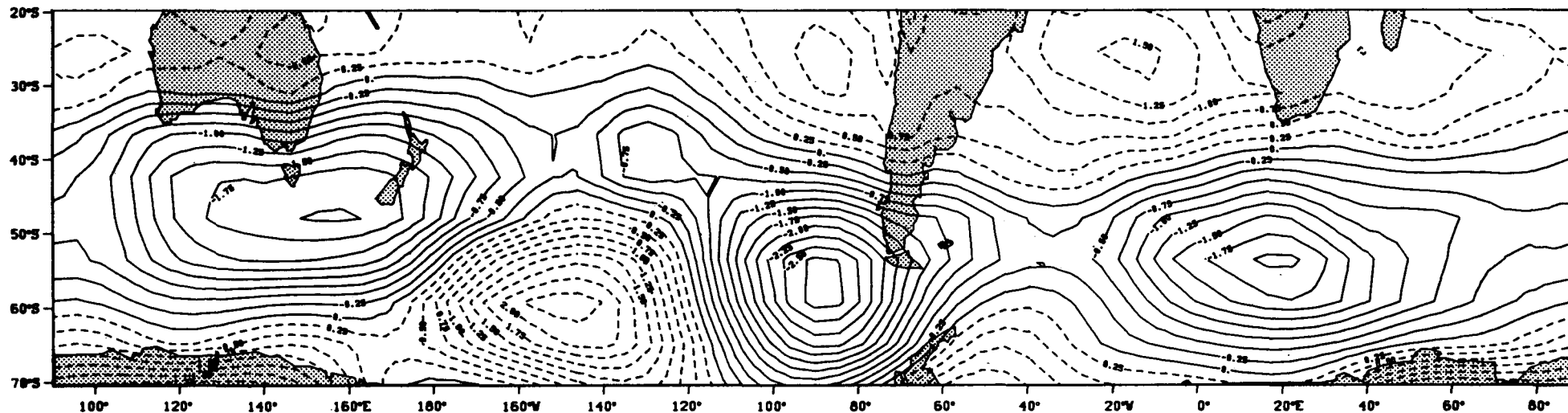
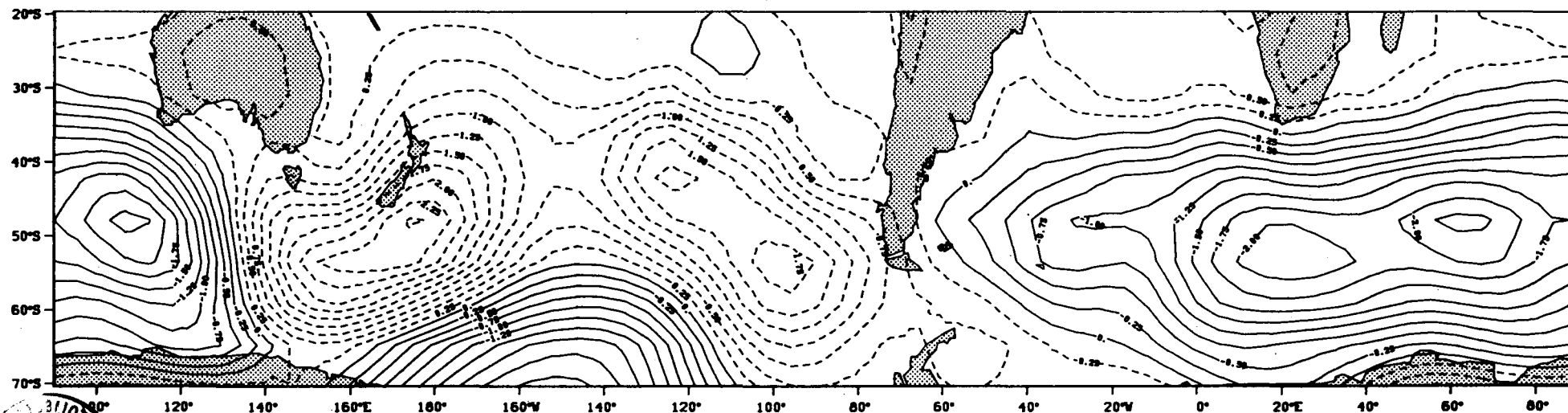


Fig.9B: 1000 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Winter

Hauptkomponente 4



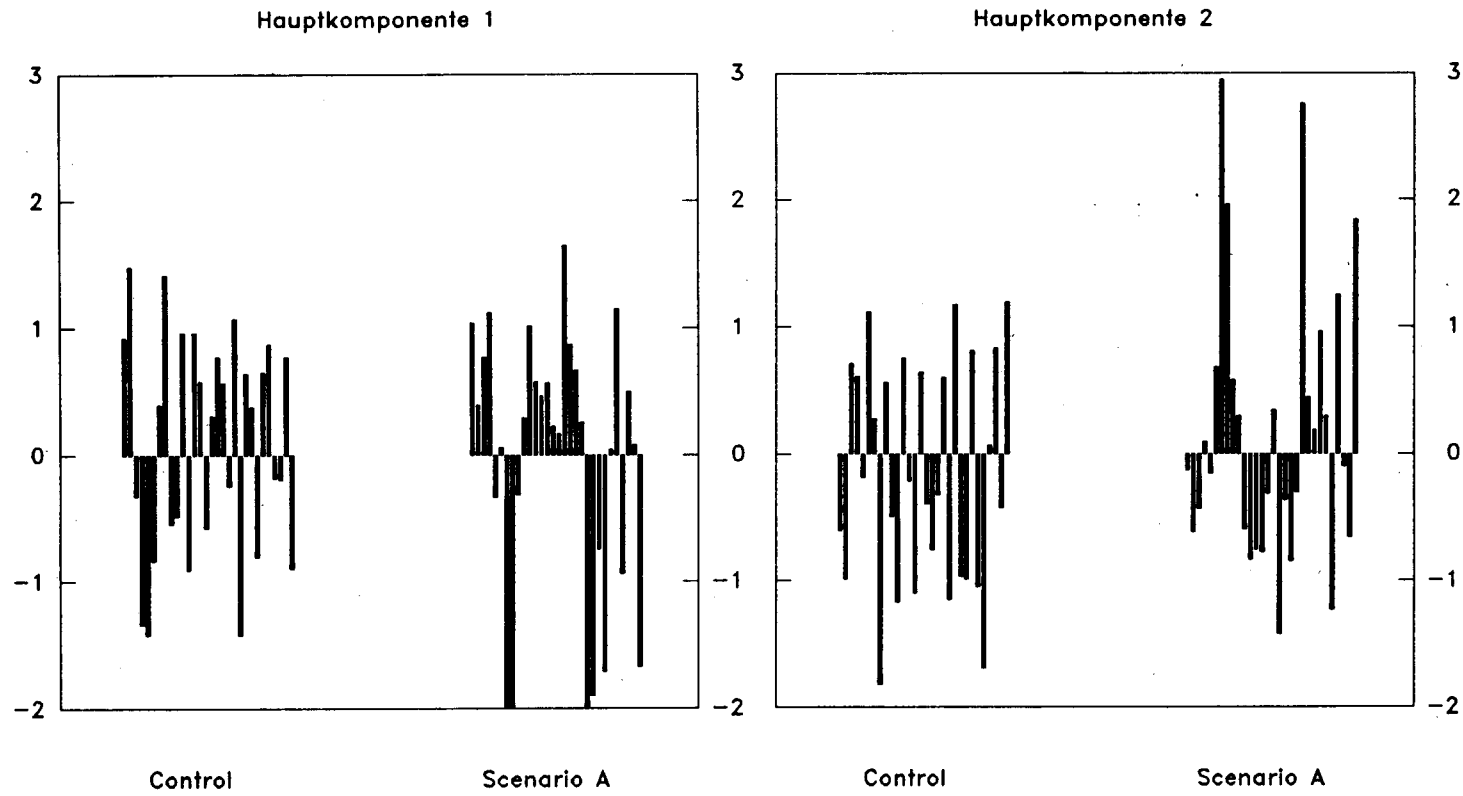


Fig. 10A: V-Werte, 500 hPa Niveau, südhemisphärischer Sommer

Fig.10B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 1

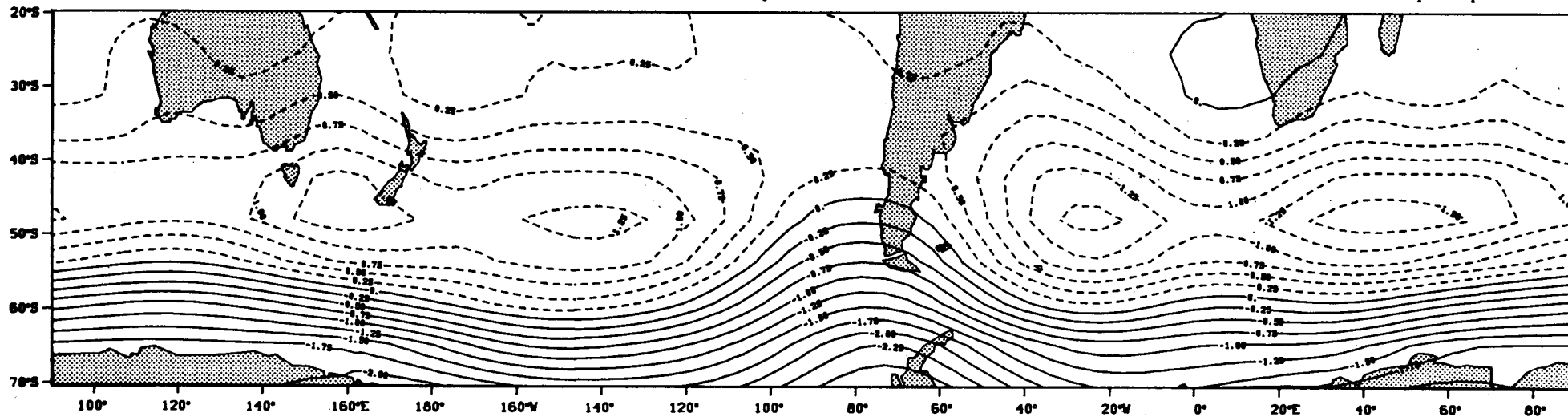
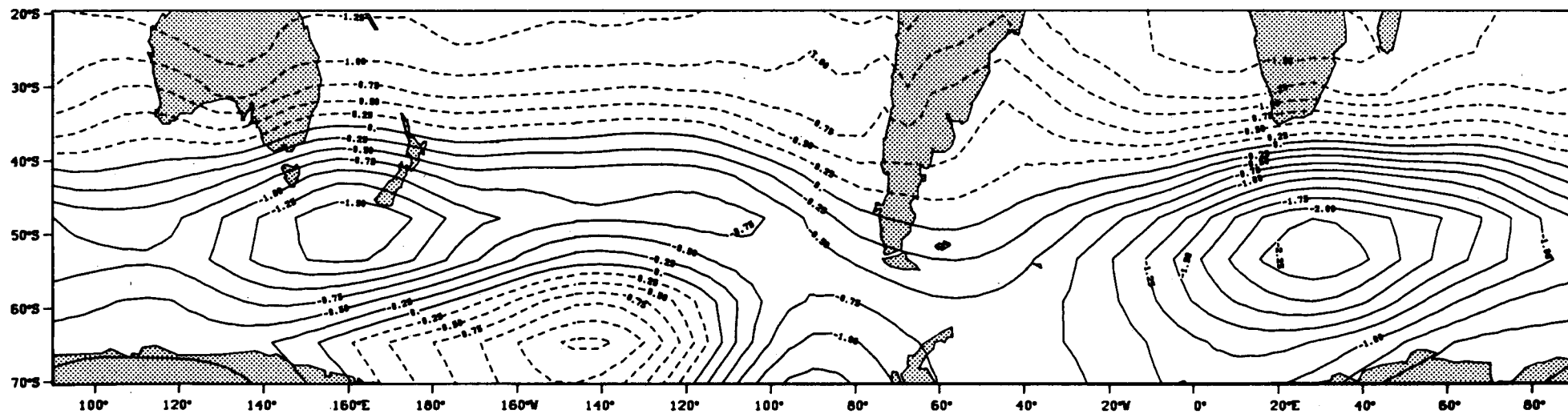
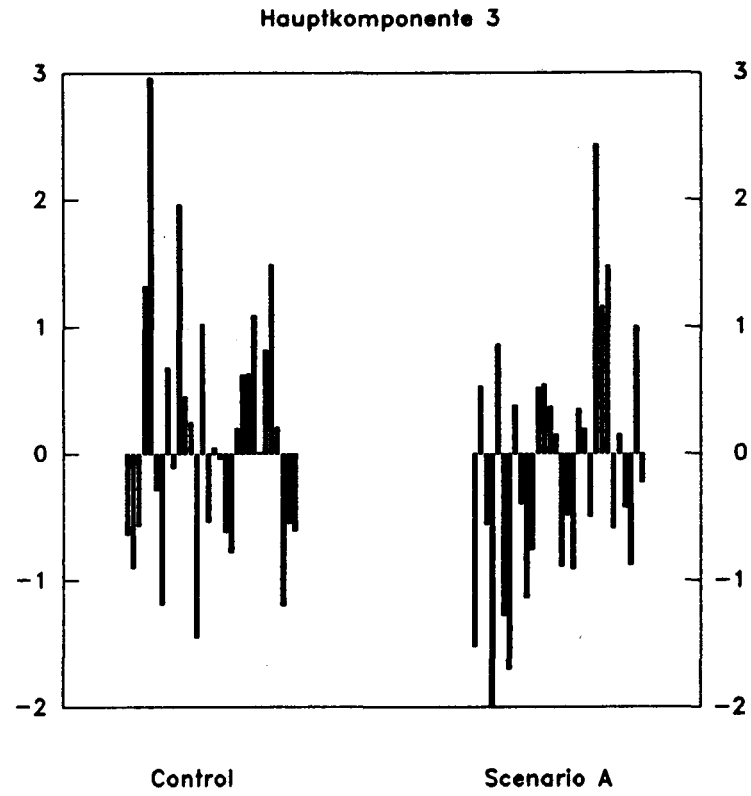


Fig.10B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 2



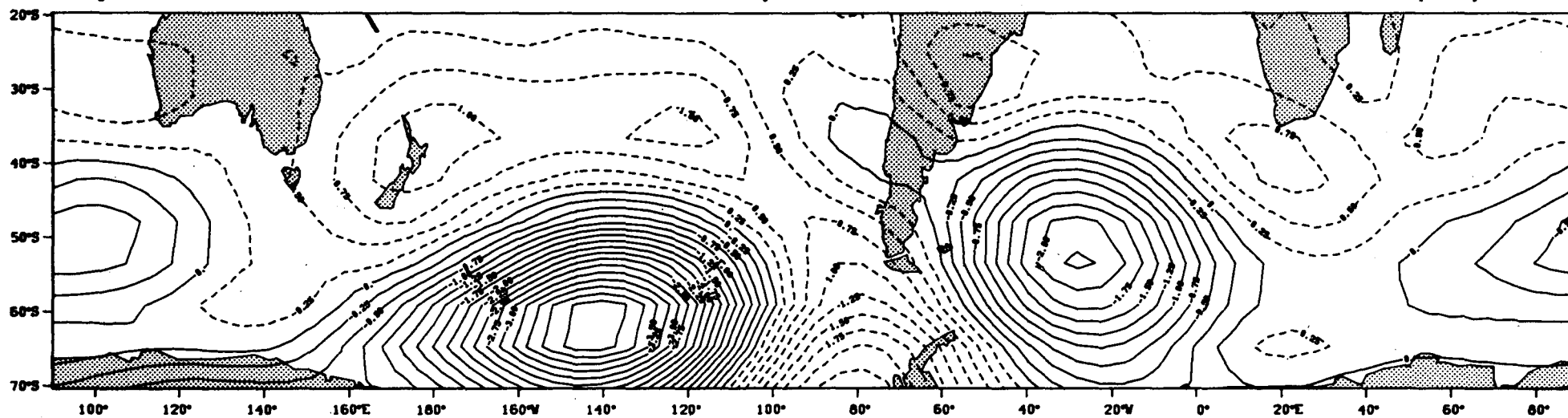


**Fig. 10A: V-Werte, 500 hPa Niveau,
südhemisphärischer Sommer**

Fig. 10B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Sommer

Hauptkomponente 3



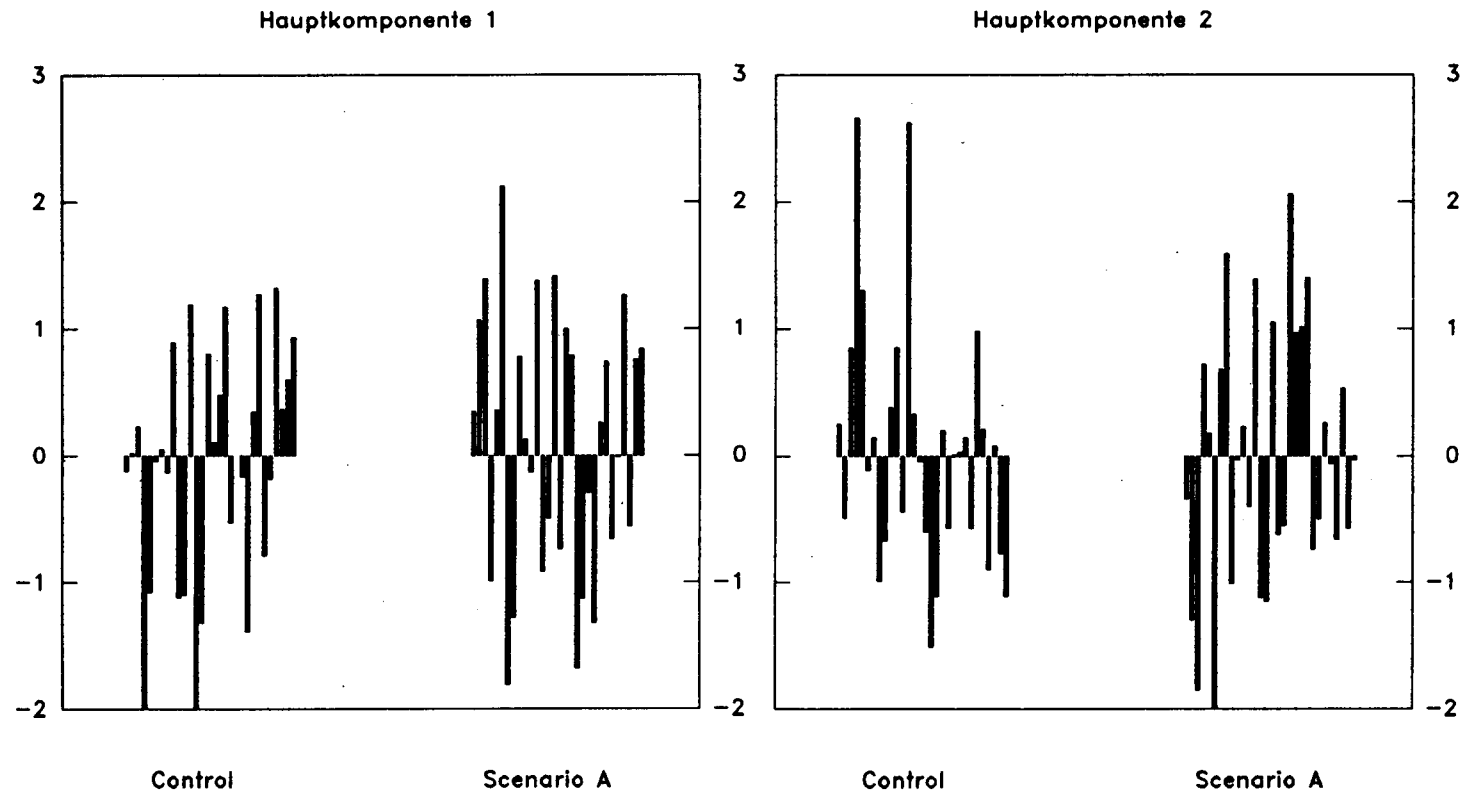


Fig. 11A: V-Werte, 500 hPa Niveau, südhemisphärischer Frühling

Fig.11B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Fruehling

Hauptkomponente 1

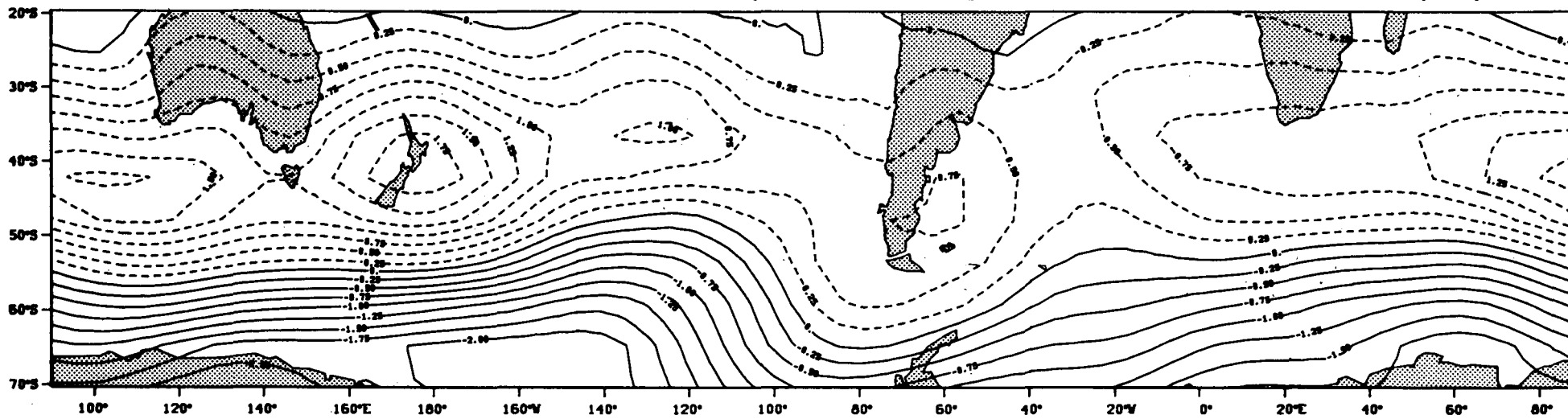
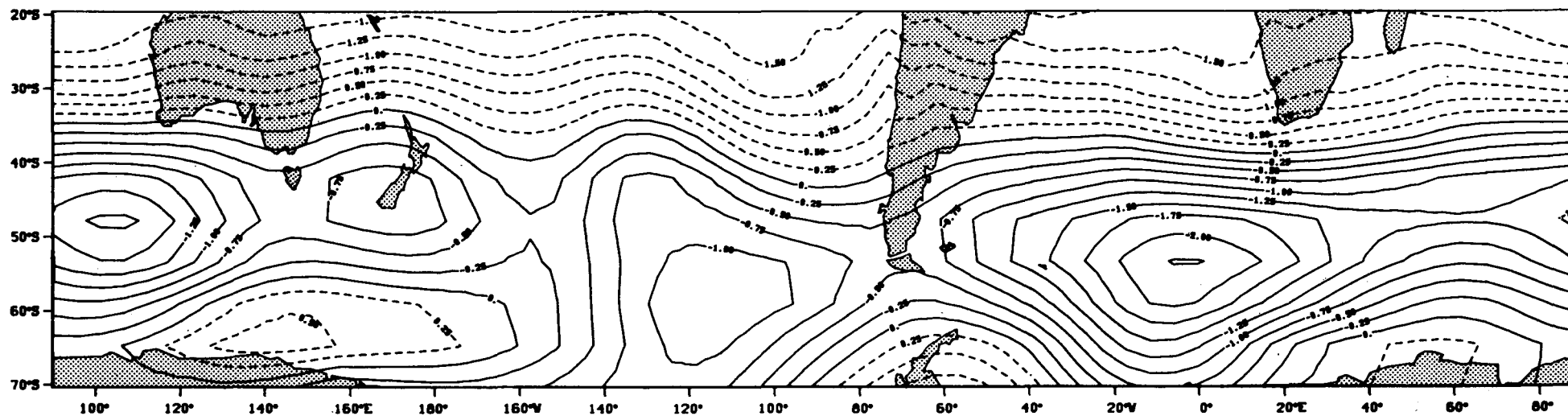
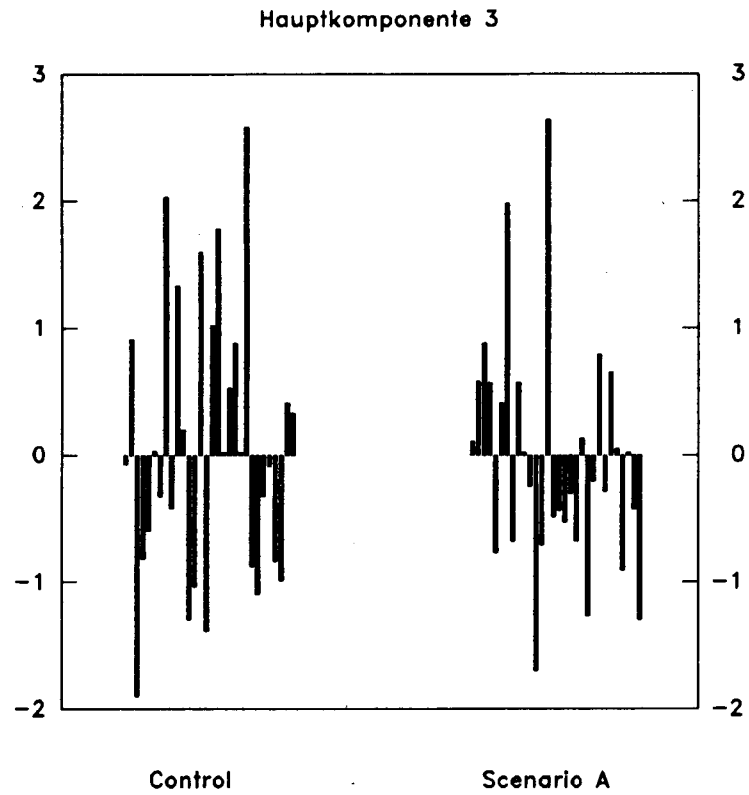


Fig.11B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Fruehling

Hauptkomponente 2





**Fig. 11A: V-Werte, 500 hPa Niveau,
südhemisphärischer Frühling**

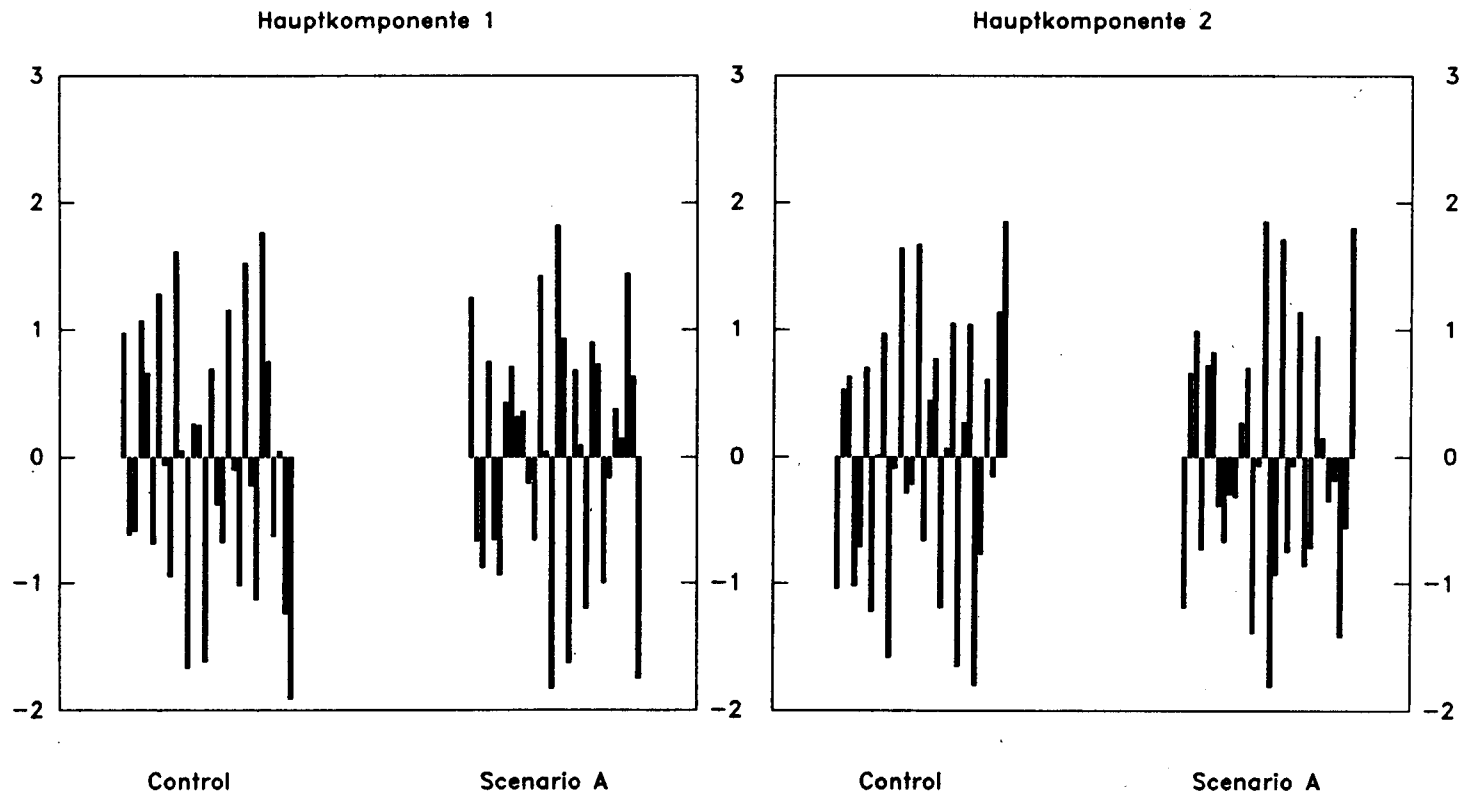


Fig. 12A: V-Werte, 500 hPa Niveau, südhemisphärischer Herbst

Fig.12B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Herbst

Hauptkomponente 1

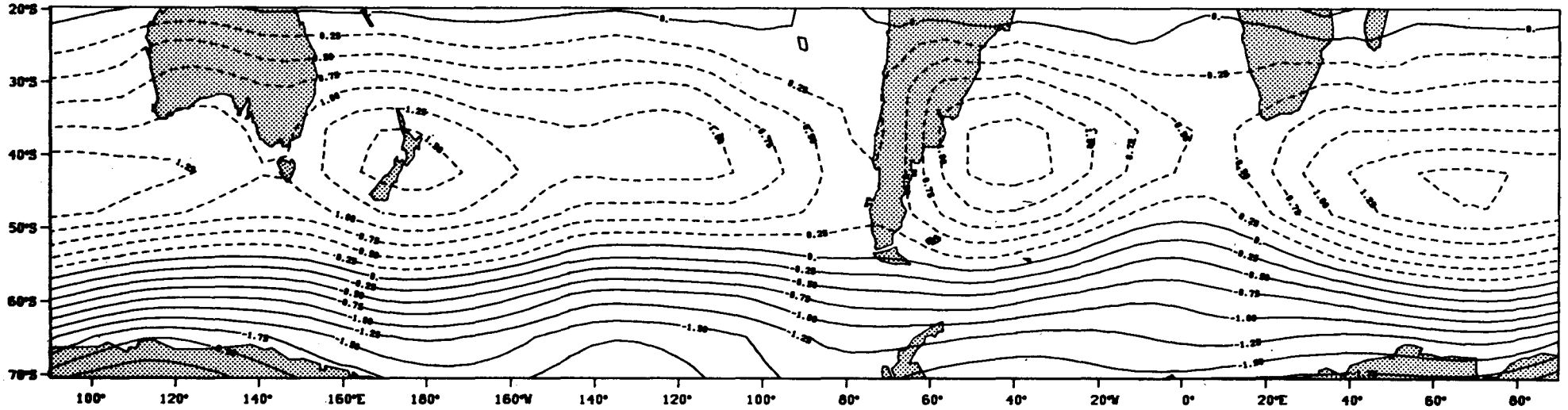
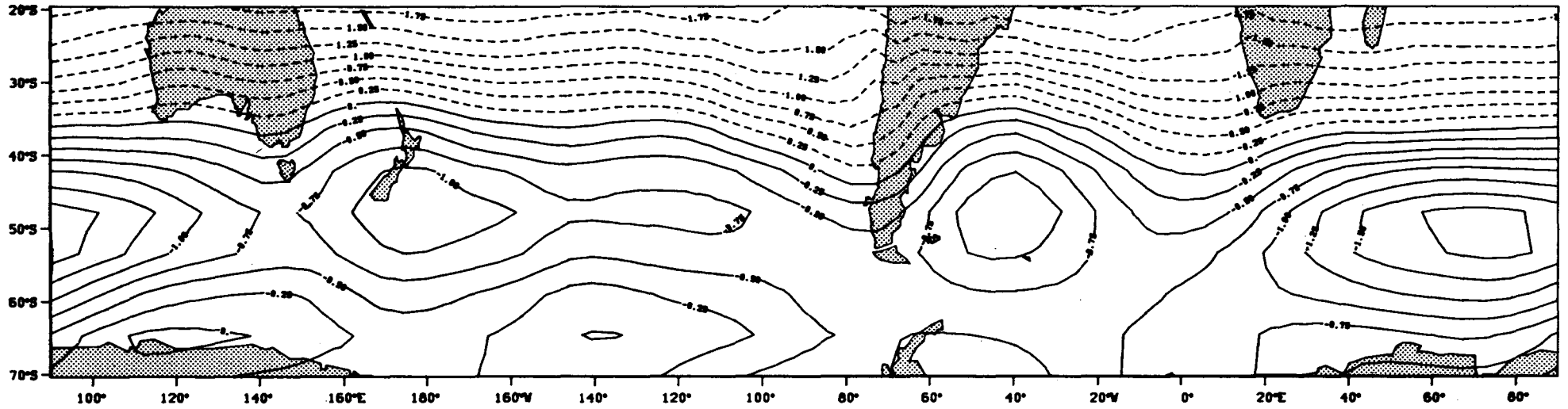


Fig.12B: 500 hPa Niveau

Suedhemisphaerischer Herbst

Hauptkomponente 2



Tab. 1:

Ergebnisse der U-Tests beim Vergleich der V-Werte aus Fig. 1A-12A zwischen Kontrollfall und Szenario A (negative Differenzen der mittleren Rangplätze (Rang-Diff.) indizieren die größere Rangplatzsumme für den Kontrollfall, positive Differenzen für das Szenario A)

Signifikanzniveau:

kein Stern:		insignifikanter Unterschied
*	90 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit
**	95 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit
***	99 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit
****	99.9 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit

Analyse	Hauptkomponente	Rang-Diff.	Signifikanzniveau
500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter (Fig. 1A)	1	7.1	*
	2	-22.1	****
	3	14.9	****
	4	- 3.7	
300 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter (Fig. 2A)	1	-17.5	****
	2	2.5	
	3	18.9	****
	4	- 6.8	*
1000 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Winter (Fig. 3A)	1	8.6	**
	2	-19.3	****
	3	0.6	
	4	16.0	****
500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Sommer (Fig. 4A)	1	6.8	*
	2	2.8	
	3	- 5.3	
	4	- 4.2	
500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Frühling (Fig. 5A)	1	- 3.0	
	2	3.7	
500 hPa-Niveau, nordhemisphärischer Herbst (Fig. 6A)	1	- 0.0	
	2	0.3	

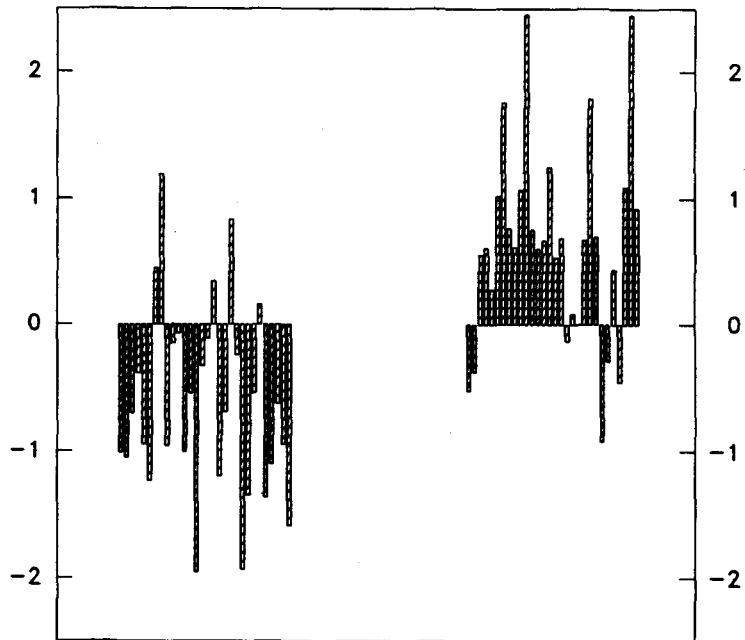
500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter (Fig. 7A)	1	0.3	
	2	9.5	**
	3	5.3	
	4	-10.2	**
	5	- 4.4	
300 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter (Fig. 8A)	1	- 3.7	
	2	5.8	*
	3	- 1.4	
1000 hPa-Niveau, südhemisphärischer Winter (Fig. 9A)	1	- 2.8	
	2	3.1	
	3	0.0	
	4	9.3	**
500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Sommer (Fig. 10A)	1	- 1.8	
	2	4.0	
	3	- 4.1	
500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Frühling (Fig. 11A)	1	2.7	
	2	- 0.3	
	3	- 0.8	
500 hPa-Niveau, südhemisphärischer Herbst (Fig. 12A)	1	1.9	
	2	- 1.4	

Fig. 13:

Standardisierte Werte des hemisphärischen Meridionalgradienten (M-Werte) der monatlichen 300/500 hPa- bzw. 500/1000 hPa-Schichtdicke zwischen Subtropen und Subpolarbereich im analysierten Modellzeitraum

	Seite
a: nordhemisphärischer Winter	93
b: nordhemisphärischer Sommer	94
c: nordhemisphärischer Frühling	95
d: nordhemisphärischer Herbst	96
e: südhemisphärischer Winter	97
f: südhemisphärischer Sommer	98
g: südhemisphärischer Frühling	99
h: südhemisphärischer Herbst	100

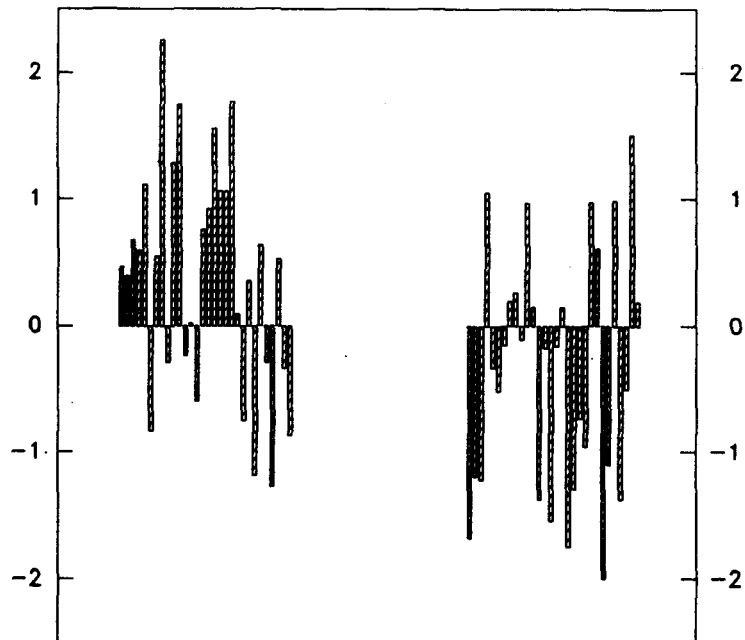
300/500 hPa



Control

Scenario A

500/1000 hPa



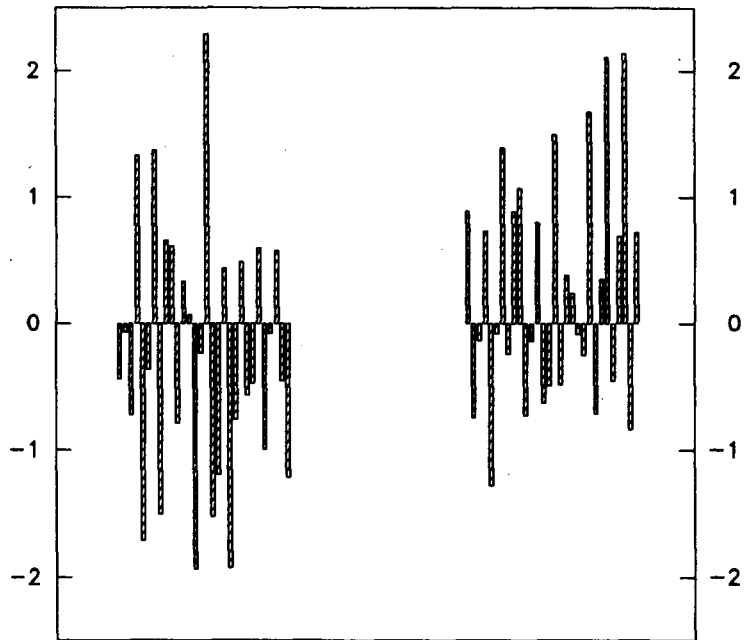
Control

Scenario A

Fig. 13a:

M-Werte, nordhemisphärischer Winter

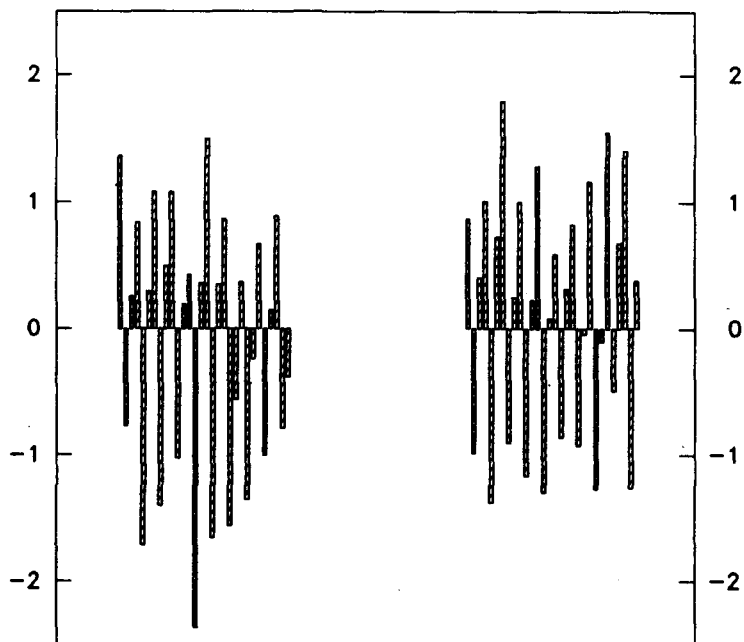
300/500 hPa



Control

Scenario A

500/1000 hPa



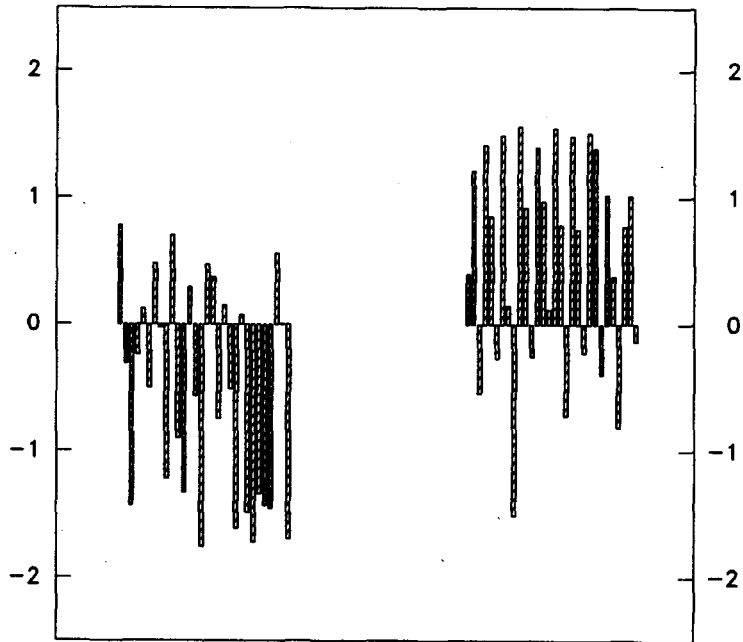
Control

Scenario A

Fig. 13b:

M-Werte, nordhemisphärischer Sommer

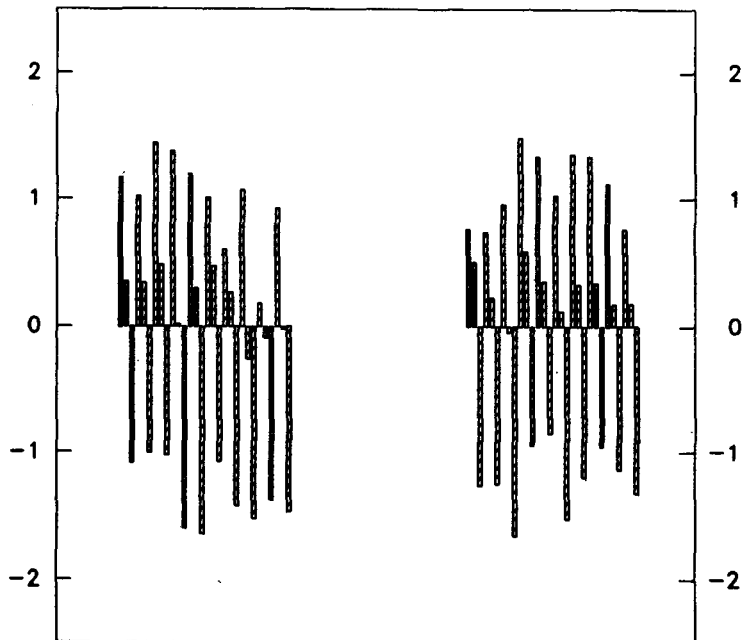
300/500 hPa



Control

Scenario A

500/1000 hPa



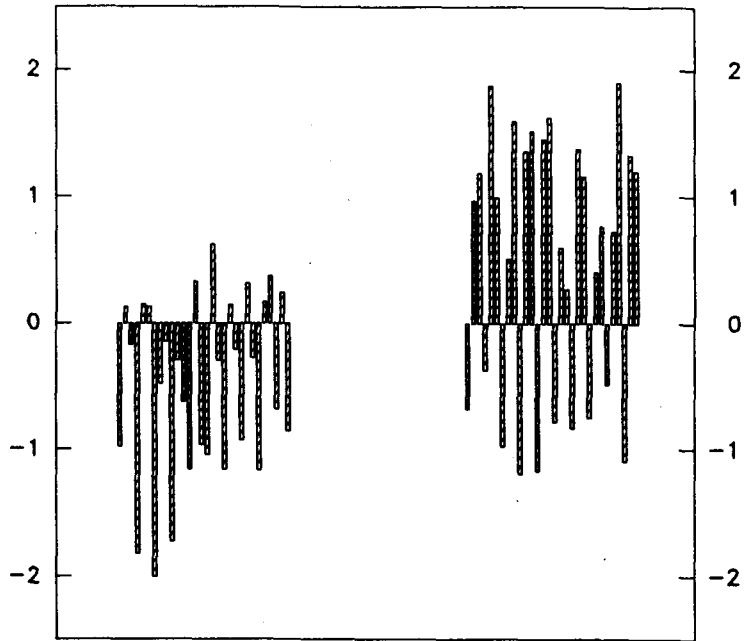
Control

Scenario A

Fig. 13c:

M-Werte, nordhemisphärischer Frühling

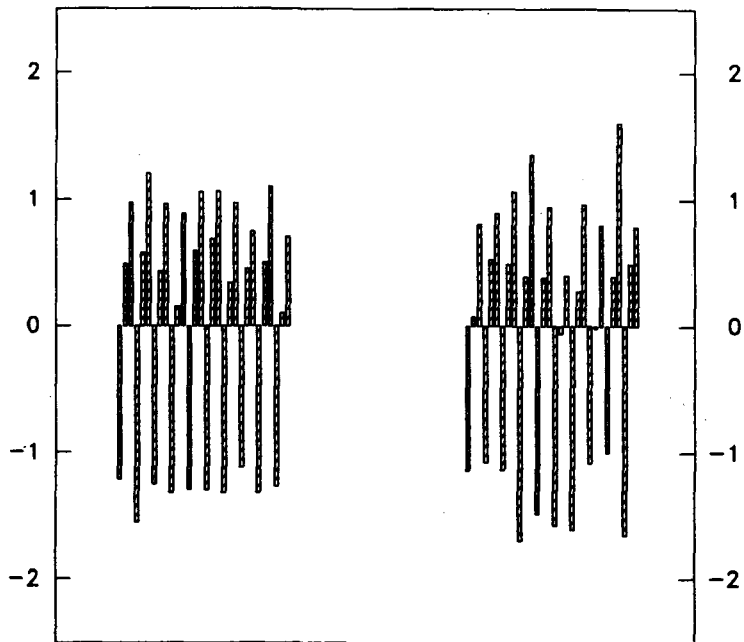
300/500 hPa



Control

Scenario A

500/1000 hPa

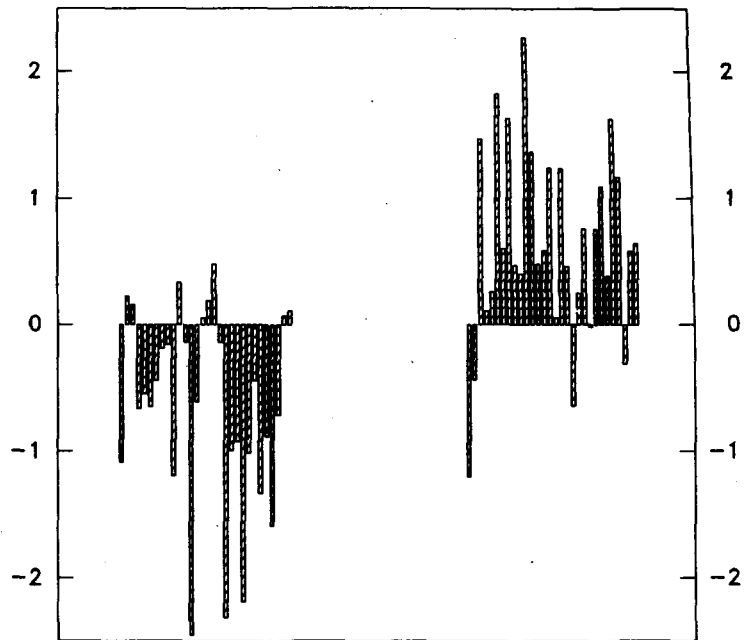


Control

Scenario A

Fig. 13d:
M-Werte, nordhemisphärischer Herbst

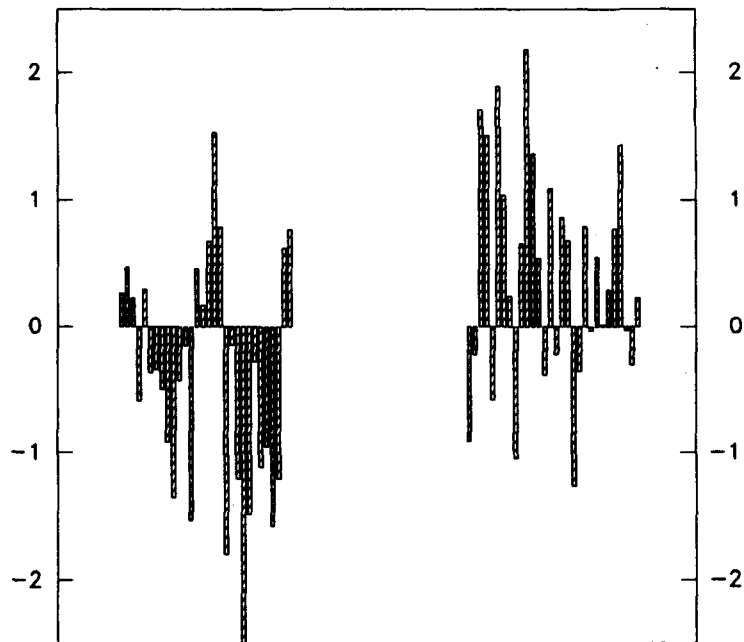
300/500 hPa



Control

Scenario A

500/1000 hPa



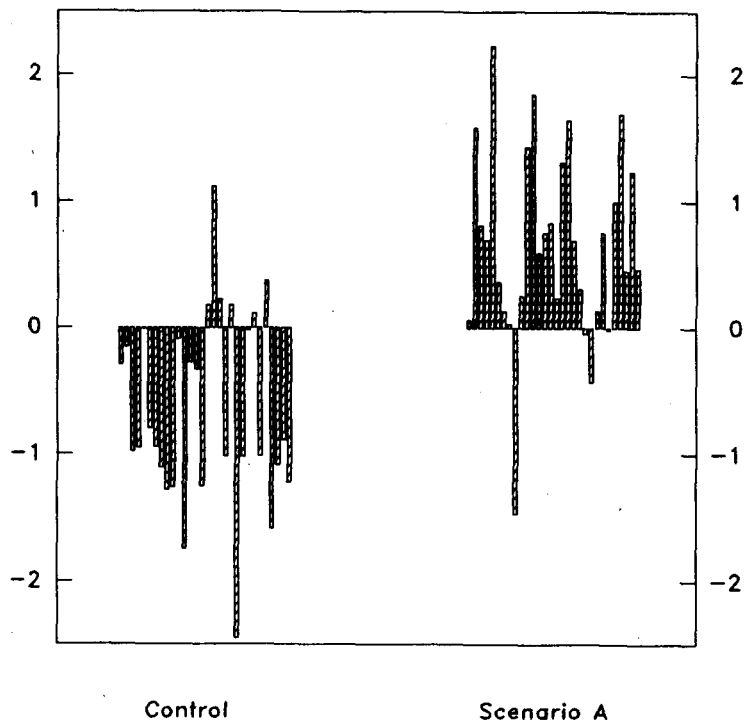
Control

Scenario A

Fig. 13e:

M-Werte, südhemisphärischer Winter

300/500 hPa



500/1000 hPa

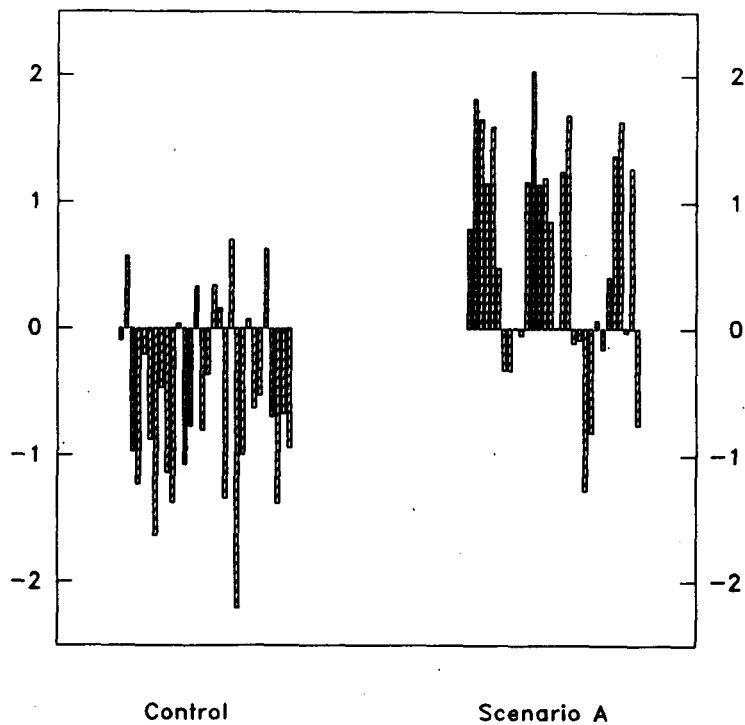
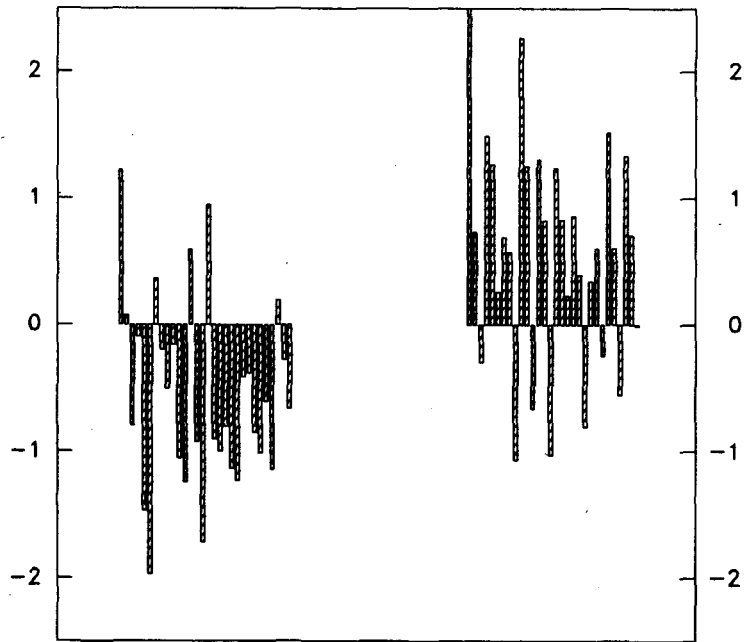


Fig. 13f:

M-Werte, südhemisphärischer Sommer

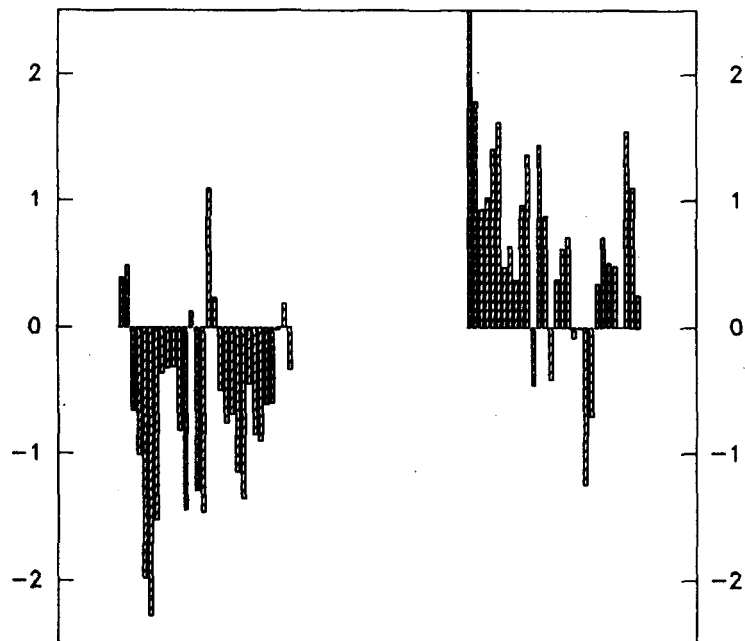
300/500 hPa



Control

Scenario A

500/1000 hPa



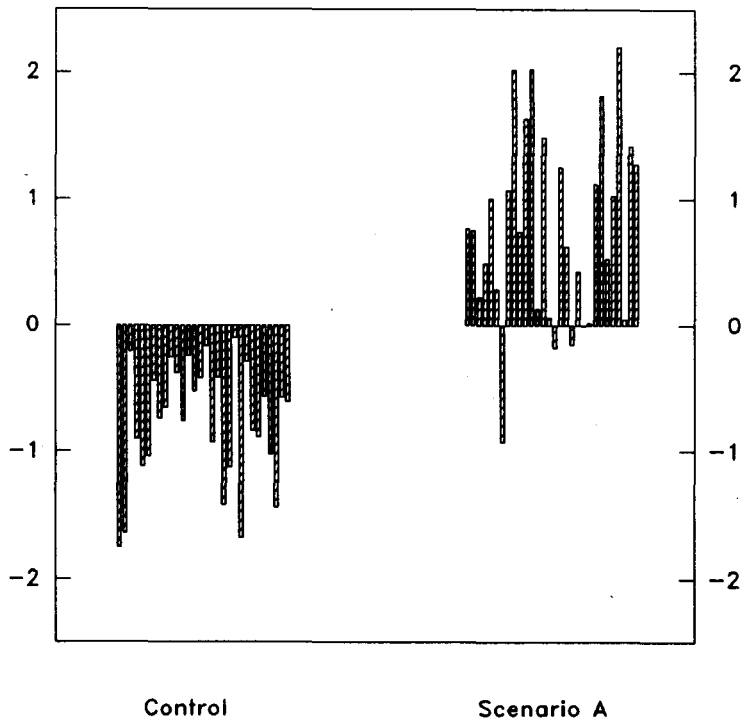
Control

Scenario A

Fig. 13g:

M-Werte, südhemisphärischer Frühling

300/500 hPa



500/1000 hPa

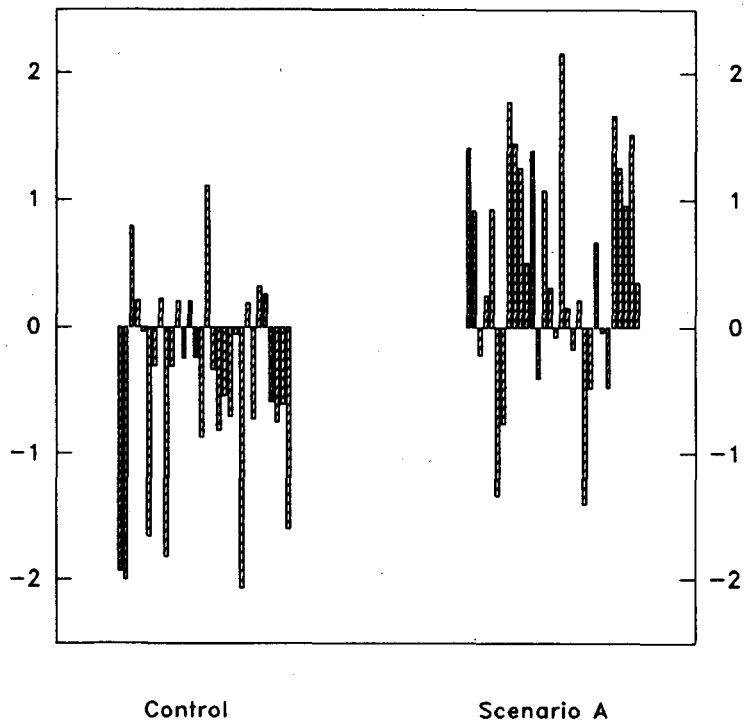


Fig. 13h:

M-Werte, südhemisphärischer Herbst

Tab. 2:

Ergebnisse der U-Tests beim Vergleich der M-Werte aus Fig. 13 zwischen Kontrollfall und Szenario A (negative Differenzen der mittleren Rangplätze (Rang-Diff.) indizieren die größere Rangplatzsumme für den Kontrollfall, positive Differenzen für das Szenario A)

Signifikanzniveau:

kein Stern:		insignifikanter Unterschied
*	90 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit
**	95 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit
***	99 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit
****	99.9 %	Sicherheitswahrscheinlichkeit

Analyse	Schicht	Rang-Diff.	Signifikanzniveau
nordhemisphärischer Winter (Fig. 13a)	300/500 hPa	22.9	****
	500/1000 hPa	-12.5	***
nordhemisphärischer Sommer (Fig. 13b)	300/500 hPa	9.3	**
	500/1000 hPa	4.0	
nordhemisphärischer Frühling (Fig. 13c)	300/500 hPa	18.7	****
	500/1000 hPa	2.0	
nordhemisphärischer Herbst (Fig. 13d)	300/500 hPa	15.5	****
	500/1000 hPa	- 2.5	
südhemisphärischer Winter (Fig. 13e)	300/500 hPa	23.7	****
	500/1000 hPa	14.1	****
südhemisphärischer Sommer (Fig. 13f)	300/500 hPa	23.7	****
	500/1000 hPa	20.0	****
südhemisphärischer Frühling (Fig. 13g)	300/500 hPa	20.1	****
	500/1000 hPa	22.9	****
südhemisphärischer Herbst (Fig. 13h)	300/500 hPa	28.5	****
	500/1000 hPa	17.2	****

- ANTE, Ulrich:
Anmerkungen zur Politischen Geographie.-
WGM 11. Würzburg 1976. 58 S. DM 5
- SCHLIEPHAKE, Konrad (Hrsg.):
Wirtschafts- und stadtgeographische Strukturen in der Türkei,
in Syrien und Jordanien.-
WGM 15. Würzburg 1985, ²1989. 233 S. DM 19
- KITZ, Egon & Konrad SCHLIEPHAKE (Hrsg.):
Urbanisierung und Suburbanisierung am Südrand der Stadt
Würzburg.- WGM 18. Würzburg 1987. 135 S. DM 14
- BÖHN, Dieter (Hrsg.):
Unterfranken im Erdkundeunterricht. Beispiele regional-
geogr. Arbeiten aus allen Schularten und Schulstufen.-
WGM 19. Würzburg 1987. 249 S. DM 16
- STEGEGER-FRÜHWACHT, R.:
Die kulturlandschaftliche Entwicklung im Hesselbacher Waldland
seit 1930. Landschaftl. und gesellschaftl. Veränderungen
im nordöstlichen Einzugsgebiet der Stadt Schweinfurt.-
WGM 20. Würzburg 1988. 178 S. DM 26
- SCHLIEPHAKE, Konrad (Hrsg.):
Infrastrukturen in ländlichen Räumen Unterfrankens (m. Beitr.
u.a. von K. Betz, W. Filippi, P. Grösch und W. Schenk).-
WGM 21. Würzburg 1988. 260 S. DM 22
- PINKWART, Wolfgang (Hrsg.):
Geographische Elemente von Fremdenverkehr und Naherholung in
Würzburg (m. Beitr. v. W. Pinkwart und K. Schliephake).-
WGM 22. Würzburg 1989. 185 S. DM 21
- SCHLIEPHAKE, Konrad (Hrsg.):
Der öffentliche Personennahverkehr auf der Main-Achse
(Landkreis Main-Spessart).-
WGM 23. Würzburg 1989. 225 S. DM 22
- BÖHN, Dieter & E. CHEAURE & Horst Günter WAGNER (Hrsg.):
Südliche Sowjetunion. Naturgeogr. und sozio-ökonomische
Strukturen (Exkursion 1988).-
WGM 24. Würzburg 1989. 450 S. DM 42
- SCHLIEPHAKE, Konrad (Hrsg.):
Der öffentliche Personenverkehr auf Schiene und Straße
in der Bayerischen Rhön.-
WGM 25. Würzburg 1989. 250 S. DM 26
- SCHLIEPHAKE, Konrad & Dieter GROSCH (Hrsg.):
Bad Windsheim. Stadtentwicklung und Einkäuferstruktur
(m. weit. Beitr. von R. Glaser, P. Grösch u. A. Herold).-
WGM 26. Würzburg 1990. 175 S. DM 24
- SCHLIEPHAKE, Konrad & Joachim RIEDMAYER (Hrsg.):
Personenmobilität und Verkehrsplanung in Würzburg und
Umland (mit weiteren Beitr. von A. Herold und H.J. Knopp).-
WGM 27. Würzburg 1991. 184 S. DM 25
- MOHR, Mario & Heike WEIGAND (Hrsg.):
Regionale Aspekte von Fremdenverkehr und Freizeitverhalten.-
WGM 28. Würzburg 1992. 100 S. DM 16
- ALTENHEIN, Matthias:
Öffentlicher Personennahverkehr in ländlichen Räumen Ost-
und Westdeutschlands (mit Vorw. v. H.-G. Retzko und Einl.
von K. Schliephake & W. Schulz).-
WGM 29. Würzburg 1991. XIV + 144 S. DM 21

- SCHLIEPHAKE, Konrad & Mario MOHR (Hrsg.):**
 Neugestaltung des öffentlichen Personenverkehrs im Coburger
 Land.-
 WGM 30. Würzburg 1992. 226 S. DM 28
- KEMPF, Jürgen:**
 Probleme der Land-Degradation in Namibia.-
 WGM 31. Würzburg 1994. 270 S. DM 34
- HAGEDORN, Horst, GLASER, Rüdiger, SCHENK, Winfried (Hrsg.):**
 Ausgewählte Landschaften Nordamerikas: Alberta, British
 Columbia, Idaho, Montana, Oregon, Washington, Wyoming.-
 WGM 32. Würzburg 1993. 243 S. DM 23
- BUSCHE, Detlef & R. GLASER & J. FRIEDRICH & A. KAPTEIN & J. KURZ:**
 Kaltluftströme im bayerischen Mittelgebirgsrelief. Ein
 Arbeitsbericht.-
 WGM 33. Würzburg 1993. 46 S., mit Anh. DM 14
- JACOBET, Jucundus:**
 Atmosphärische Zirkulationsveränderungen bei anthropogen
 verstärktem Treibhauseffekt. 101 S.-
 WGM 34. Würzburg 1994. DM 18

Die Heftnummern WGM 1-10, 12-14, 16 u. 17 sind vergriffen. Preise entsprechen den anteiligen Druckkosten.

Bestellungen bei: Dr. W. Pinkwart oder Dr. K. Schliephake, Geographisches Institut, Am Hubland, D-97074 Würzburg. (Stand Januar 1995)