

Martin DEHN

**Szenarien der klimatischen Auslösung
alpiner Hangrutschungen**

Simulation durch Downscaling
allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre

Herausgeber:

K.A. Boesler - R. Dikau - E. Ehlers - R. Grotz - P. Höllermann - M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert



Szenarien der klimatischen Auslösung alpiner Hangrutschungen

Simulation durch Downscaling
allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre

Martin DEHN

**Szenarien der klimatischen Auslösung
alpiner Hangrutschungen**

Simulation durch Downscaling
allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre

Herausgeber:

K.A. Boesler · R. Dikau · E. Ehlers · R. Grotz · P. Höllermann · M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert



Szenarien der klimatischen Auslösung alpiner Hangrutschungen

Simulation durch Downscaling
allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre

von

Martin DEHN

mit 33 Figuren und 17 Tabellen

In Kommission bei

Asgard-Verlag · Sankt Augustin

alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 537 - 87649 - 1

© 1999 Asgard-Verlag Dr. Werner Hippe GmbH, 53757 Sankt Augustin

Herstellung: Druckerei Martin Roesberg, 53347 Witterschlick

Umschlaggestaltung: G. Storbeck

Vorwort

„Selbst in Europa war es in vielen Ländern vordem kälter als jetzt. [...] [...] Deutschland am Rhein und Frankreich werden uns von den Alten wie unser heutiges Sibirien beschrieben.“¹

Wechselwirkungen zwischen Mensch und Umwelt waren und sind ein zentraler Bestandteil meines geographischen Werdegangs. Der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt stellt ein aktuelles Beispiel einer solchen Mensch-Umwelt-Wechselwirkung dar. Die Fragestellung der Dissertation, die sich mit der menschlichen Beeinflussung des Klimas und möglichen Auswirkungen auf einen geomorphologischen Prozeß beschäftigt, ist eine Fortführung dieses thematischen Schwerpunktes. Konsequenzen für die menschliche Gesellschaft, die aus anthropogenen Emissionen erwachsen könnten, können in dieser Arbeit allerdings nur am Rande angesprochen werden.

Ich möchte allen meinen Dank aussprechen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Mein Dank gilt Prof. Dr. Richard Dikau für die Anregung des Dissertationsthemas. Ihm möchte ich auch für die Betreuung, die Vermittlung wichtiger Kontakte und Reisemöglichkeiten sowie die Freiheit bei der Gestaltung der Arbeit danken.

Die Durchführung der Dissertation erfolgte im Rahmen der EU-geförderten Projekte „Temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC)“ (EV5V - CT94-0454, 1994-1996) und „New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe (NEWTECH)“ (ENV4-CT96-0248, 1996-1998). Dieser organisatorische Rahmen und die Finanzierung über dreieinhalb Jahre bot erst die Bedingungen für einen erfolgreichen Abschluß der Dissertation, wofür ich der Generaldirektion XII der Europäischen Kommission zu Dank verpflichtet bin.

Durch die Beteiligung von Geomorphologen, Hydrologen, Bodenmechanikern und Ingenieuren in beiden Projekten erhielt das Konzept einen ausgeprägt interdisziplinären Akzent. Dies wurde noch dadurch verstärkt, daß die Arbeit in einem Grenzgebiet zwischen Geomorphologie-Hydrologie einerseits und der Meteorologie andererseits angesiedelt ist. In den interdisziplinären Arbeitsgruppen ergaben sich immer wieder Verständnisprobleme, die so trivial sein können wie die Verwendung der Abkürzungen DJF und JJA für die Anfangsbuchstaben der entsprechenden Monate. Diese Bezeichnungen sind in meteorologischen Texten häufig zu finden, sind aber nirgendwo nachzuschlagen. Diese Problematik ist auf komplexerer Ebene natürlich weitaus stärker ausgeprägt und kann einige Verwirrung stiften. Um so wichtiger war und ist deshalb die nun schon mehrjährige und gute Zusammenarbeit mit Prof. Dr. Hans von Storch und seiner Arbeitsgruppe, die im Verlauf dieser Zeit vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg zum GKSS Forschungszentrum in Geesthacht wechselte. Dadurch wurde mir der Einstieg in die Klimamodellierung, die Hamburger Groß-

¹ Immanuel Kants physische Geographie (1802), hrsg. von D. Friedrich Theodor Rink, Erster Band, Königsberg bey Göbbels und Unzer, S.294-295

rechnerwelt, v.a. aber die Downscaling-Techniken und deren Anwendungspotential sehr erleichtert. Die vorliegende Arbeit wäre ohne diese Kooperation nicht in der jetzigen Form möglich gewesen. Hierfür möchte ich Prof. Dr. Hans von Storch, Dr. Hauke Heyen und Dr. Eduardo Zorita herzlich danken. In diesem Zusammenhang danke ich auch Prof. Dr. Andreas Hense und Dr. Olaf Stein vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn für ihre Bereitschaft, meteorologische Aspekte der Arbeit vor Ort zu diskutieren.

Ganz besonders danke ich Jelle Buma von der Vakgroep Fysische Geografie, Universiteit Utrecht (Niederlande), mit dem ich im Rahmen der erwähnten EU-Forschungsprojekte sehr eng zusammenarbeitete, für unzählige wertvolle Diskussionen, stetes Interesse, Einblicke in die hydrologische Modellierung und nicht zuletzt für die sehr gute Kooperation.

Allen anderen Teilnehmern der Projekte TESLEC und NEWTECH, die auf unterschiedlichste Weise an der Entstehung der Arbeit beteiligt waren, möchte ich für die gute Kooperation herzlich danken.

Den Kollegen und Freunden an den Geographischen Instituten der Universitäten Heidelberg und Bonn, allen voran Dr. Lothar Schrott sowie Till Adams, Dipl.-Geogr. Holger Gärtner, Dr. Thomas Glade, Norbert Grötsch, Ruth Möller, Stefan Rasemann, Dipl.-Geogr. Jochen Schmidt und Dipl.-Geogr. Kyne Uhlig möchte ich für ihre Unterstützung und Hilfsbereitschaft Dank aussprechen.

Prof. Dr. Erich Roeckner und Dr. Monika Esch, Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg sowie Dr. David Viner, Climate Research Unit, UEA Norwich, gebührt Dank für die Unterstützung bei der Beschaffung und Bearbeitung von GCM-Daten. Peter Seidel sei für die Durchsicht des Manuskripts gedankt. Den Herausgebern der Bonner Geographischen Abhandlungen danke ich für die Aufnahme in ihre Schriftenreihe.

Nicht zuletzt danke ich meiner Familie für die tatkräftige Unterstützung über einen langen Zeitraum hinweg.

Bonn, im Juni 1999

Martin Dehn

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	V
Inhaltsverzeichnis.....	VII
Verzeichnis der Figuren	IX
Verzeichnis der Tabellen.....	XI
Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen	XIII
1 Einführung.....	1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	1
1.2 Wahl und Lage der Untersuchungsgebiete	3
1.3 Bisherige Arbeiten	4
1.4 Methodische Konzeption.....	6
1.4.1 Aktivität von Massenbewegungen.....	7
1.4.2 Klimaszenarien.....	7
1.4.3 Kopplung der Einzelmodelle	8
2 Aktivität von Massenbewegungen	9
2.1 Klimatische Auslösung von Massenbewegungen	9
2.1.1 Auslösungsmechanismen.....	9
2.1.2 Vorbereitung - Auslösung.....	11
2.2 Modellierung von Massenbewegungen	11
2.2.1 Hydrologische Modelle	12
2.2.1.1 Tank-Modelle.....	12
2.2.1.2 Physikalisch-basierte, verteilte Modelle	12
2.2.2 Hangstabilitätsmodelle	13
2.2.3 Empirisch-statistische Modelle (Schwellenwertmodelle).....	14
3 Allgemeine Zirkulationsmodelle der Atmosphäre.....	15
3.1 Der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt.....	15
3.2 Modellaufbau	18
3.3 GCM-Experimenttypen.....	20
3.4 Modellbewertung	21
4 Methoden	23
4.1 Downscaling von GCM-Simulationen.....	23
4.1.1 Physikalischer Hintergrund.....	24
4.1.2 Datengrundlage für Downscaling-Techniken.....	25
4.1.3 Downscaling-Techniken	25
4.1.3.1 Dynamische Verfahren.....	25
4.1.3.2 Empirisch-statistische Verfahren.....	26
4.1.4 Auswahl der Downscaling-Technik.....	28
4.2 Downscaling mit linearer Regression (CCA).....	28
4.3 Downscaling mit Analog-Methode.....	32

VIII

4.4	Kopplung der Impaktmodelle mit lokalen Klimaszenarien	34
4.5	Abschätzung der Unsicherheit	38
5	Anwendungsbeispiele	40
5.1	Boisivre, Barcelonnette Becken	40
5.1.1	Lage und geomorphologische Situation	40
5.1.2	Datengrundlage	40
5.1.3	Hydrologisches Modell	42
5.1.4	Downscaling-Modell für Monatsniederschlag	43
5.1.5	Lokale Klimaszenarien	50
5.1.6	Modellkopplung und Impaktszenarien	54
5.1.7	Diskussion	55
5.2	Niederschlagssimulation mit Analog-Technik	60
5.2.1	Downscaling-Modell	61
5.2.2	Validierung	61
5.2.3	Niederschlagsszenarien	63
5.2.4	Temperaturszenarien	65
5.2.5	Diskussion	65
5.3	Alverà, Cortina d'Ampezzo	68
5.3.1	Lage und geomorphologische Situation	68
5.3.2	Klima	68
5.3.3	Monitoring des Schuttstroms	69
5.3.4	Hydrologisches Modell	71
5.3.5	Hangstabilitätsmodell	72
5.3.6	Downscaling-Modell	72
5.3.7	Lokale Klimaszenarien	73
5.3.8	Modellkopplung und Impaktszenarien	73
5.3.9	Diskussion	76
6	Diskussion der Anwendungsbeispiele	80
7	Folgerungen und Ausblick	83
8	Zusammenfassung / Summary	86
9	Literaturverzeichnis	91

Verzeichnis der Figuren

- Fig. 1. Lage der Untersuchungsgebiete und Land-Meer-Verteilung in einem Klimamodell der spektralen Auflösung T42. Die graue Fläche wird im GCM als Landoberfläche betrachtet (Details in Kapitel 3). 4
- Fig. 2 Vereinfachte Darstellung des Zusammenspiels von Niederschlag, Temperatur und Landnutzung in bezug auf die Hangstabilität. Rückkopplungen zwischen Landnutzung, Bodenwasserhaushalt und Klima sind nicht berücksichtigt. Ein möglicher anthropogener Eingriff in die Landnutzung ist angedeutet, die anthropogene Klimaänderung bleibt unberücksichtigt. 10
- Fig. 3. CO₂-Konzentrationen der letzten 1000 Jahre von Eisbohrkernen in der Antarktis und seit 1958 von der Meßstation auf dem Mauna Loa, Hawaii. Die geglättete Kurve ist ein 100jähriges gleitendes Mittel (Quelle: HOUGHTON et al. 1996). 15
- Fig. 4. a) Gesamte anthropogene CO₂-Emissionen der IS92 Emissionsszenarien des IPCC, b) daraus resultierende CO₂-Konzentrationen nach dem „Bern“-Kohlenstoffkreislaufmodell und dem Kohlenstoffhaushalt 1980-1989 (Quelle: HOUGHTON et al. 1996). 16
- Fig. 5. Schätzung des global und über das Jahr gemittelten anthropogenen Strahlungsantriebs (in Wm⁻²), wie er sich durch Konzentrationsänderungen der Treibhausgase und Aerosole von der präindustriellen Zeit bis 1992 und durch natürliche Schwankungen der Solarstrahlung von 1850 bis 1992 ergibt. Die Höhe der Rechtecke gibt eine mittlere Schätzung des Antriebs an, während die Fehlerbalken den geschätzten Unsicherheitsbereich, basierend auf publizierten Daten, markieren (Quelle: SHINE et al. 1996). 17
- Fig. 6. Atmosphärische und ozeanische Komponente eines GCMs des Hadley Centres mit 2.5° (Breite) x 3.75° (Länge) horizontaler Auflösung (global 96x72 Gitterpunkte). Die Atmosphärenkomponente hat 11 und die Ozeankomponente 17 vertikale Schichten (nach VINER & HULME 1994). 18
- Fig. 7. Land-Meer-Konturen im Bereich des Nordatlantik und Europas im neuesten GCM des Hadley Centre mit Gitterabständen von 2.5°x3.75° (Quelle: WWW-Seite des Hadley Centre). Die grauen Flächen stellen die dem GCM bekannte Landoberfläche dar. Eine ähnliche Darstellung für das bei ECHAM4 verwendete spektrale Modell T42 wurde bereits in Fig. 1 vorgestellt. 19
- Fig. 8. Verbindung zwischen GCM und geomorphologischen bzw. hydrologischen Skalenbereichen. Techniken A-C stehen für verschiedene Downscaling-Ansätze für lokalen Niederschlag, die alle auf dem großräumigen Zustand der Atmosphäre beruhen. Niederschlagsdaten von einem oder wenigen Gitterpunkten des GCM sollten nicht direkt lokal angewendet werden. 24
- Fig. 9. Erste 4 EOFs des Bodenluftdrucks (SLP) im Winter (DJF) 1960-1989. Die erklärte Varianz, jeweils unter der Grafik geplottet, beträgt für alle 4 EOFs zusammen 89 % der beobachteten Variabilität. 30
- Fig. 10. Vergleich der Zeitreihe des 1. EOF-Koeffizienten des Bodenluftdrucks über dem Nordatlantik mit dem NAO-Index im Winter (DJF) 1900-1991. Die dicken Linien sind 11jährige gleitende Mittelwerte. (Quelle der NAO-Indexwerte: WWW-Seite von J.W. HURRELL). 31
- Fig. 11. Modellkette von Emissionsszenario zum lokalen Aktivitätsszenario von Massenbewegungen. Unter Impactmodellierung sind kombinierte hydrologisch-bodenmechanische Modelle zu verstehen. * Siehe Erläuterung im Text. 36
- Fig. 12. Schema der Kopplung von Zirkulationsmodellen der Atmosphäre (GCMs) und Hangmodellen (Hydrologie, Stabilität) mit Grad der physikalischen Basierung in Abhängigkeit vom Maßstab. 37
- Fig. 13. Daten- und Informationsfluß bei der Klimaimpaktforschung für klimatisch gesteuerte Massenbewegungen. Validierungsmöglichkeiten sind für unterschiedliche Stadien der Modellkette angedeutet, für die Meßwerte vorliegen sollten. 39
- Fig. 14. Lage der Hangrutschung Boisivre im Barcelonnette-Becken, SE-Frankreich. 40

- Fig. 15. Langjährig gemittelte Werte des Monatsniederschlags 1928-1994 (linke Ordinate), der mittleren Monatstemperatur 1956-1994 (rechte Ordinate) und des effektiven Niederschlags P_{eff} 1961-1994 (linke Ordinate) in Barcelonnette. P_{eff} wird durch Subtraktion der potentiellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE (1948) von den gemessenen Monatssummen berechnet, weshalb auch negative Werte auftreten können. Datenquelle: Météo-France. 41
- Fig. 16. Aufsicht der Hangrutschung Boisivre bei Barcelonnette, SE-Frankreich (nach van ASCH & BUMA 1997). 42
- Fig. 17 (2 Seiten). CCA-Muster des Bodenluftdrucks für Monatsniederschläge in Barcelonnette in hPa. Negative Werte sind gestrichelt. Die zugehörige typische Niederschlagsanomalie in Barcelonnette ist in allen Monaten mit Ausnahme des April negativ. Dies ist physikalisch plausibel, da, außer im April, ein relatives Bodenhoch über den Britischen Inseln vorherrscht, das verstärkte NE Anströmung kontinentaler Luftmassen im Gebiet von Barcelonnette bedeutet. Umgekehrt bedeutet das CCA-Muster im April mit dem relativen Tief über den Britischen Inseln verstärkte Anströmung maritimer Luftmassen aus westlicher Richtung. 46
- Fig. 18. Darstellung der typischen synoptischen Situation im Februar und April durch Addition der CCA-Vektoren aus Fig. 17 zum mittleren Bodenluftdruck im Februar und April, siehe Text. Isobaren in hPa. 47
- Fig. 19. a) Beobachteter und geschätzter Winterniederschlag (Oktober-April) in Barcelonnette, 1928-94. Schätzung mit CCA von monatlichem SLP des NCEP. b) Grundwasserstände in Boisivre 1961-1994 modelliert mit beobachtetem Niederschlag und zum Vergleich mit dem durch CCA geschätzten Niederschlag. 48
- Fig. 20. Niederschlagszenarien (Summe der 7 Wintermonate wie in Fig. 19a) basierend auf Downscaling von SLP aus drei GCM-Experimenten. Bei den Kurven handelt es sich um 30jährige gleitende Mittel der CCA-Schätzung ohne Varianzkorrektur. 50
- Fig. 21. Wie Fig. 20. Unterschiede in den Niederschlagsszenarien für Barcelonnette bei Verwendung unterschiedlicher Fit-Perioden für die Erstellung der empirischen Regressionsmodelle. 52
- Fig. 22. GCM-Gitterpunkte, über die für die Temperaturszenarien für Barcelonnette interpoliert wurde, sind in grau unterlegt. a) 16 T42-Gitterpunkte von ECHAM4; b) 6 Gitterpunkte von HadCM2 in der Auflösung $2.5^\circ \times 3.75^\circ$. Der Gitterpunkt ist der Mittelpunkt des jeweiligen Rechtecks. Barcelonnette ist durch den schwarzen Kreis gekennzeichnet. 53
- Fig. 23. GCM-basierte mittlere Wintertemperatur (DJF) von 1860 bis 2100 als 30jährige gleitende Mittel für Barcelonnette, Frankreich. Werte wurden für ECHAM4/OPYC3 sowie HadCM2 mit und ohne Sulfataerosole durch Interpolation und eine ortsabhängige Korrektur aus mehreren GCM-Gitterpunkten berechnet. 54
- Fig. 24. Modellkette für die Klimafolgenbewertung der Aktivität von Boisivre. Der aufgezeigte Ablauf wird für je 30jährige Perioden durchgeführt. Ausgabe sind Wiederkehrintervalle der Auslösung innerhalb der betrachteten Periode. *Die Temperatur wird nicht durch CCA, sondern durch Interpolation mehrerer GCM-Gitterpunkte berechnet. 55
- Fig. 25. Wiederkehrintervalle der Rutschungsaktivität von Boisivre berechnet mit EPL-SLIDE, angetrieben mit CCA-Schätzungen des Winterniederschlags und interpolierten Temperaturszenarien, siehe Fig. 24. Resultate basierend auf 3 GCM-Experimenten und Resultate von HCGS mit 3 CCA-Modellen, die auf unterschiedlichen Fit-Perioden beruhen (a). Resultate von ECHAM4/OPYC3 mit Gegenüberstellung der Wiederkehrintervalle beruhend auf sich änderndem Niederschlag und Temperatur und sich änderndem Niederschlag bei gleichbleibender Temperatur (ECHAM4-P) und umgekehrt (ECHAM4-T) (b). 56

- Fig. 26. Gemessener und rekonstruierter Winterniederschlag (DJF) in Cortina d'Ampezzo, 1922-1960. Die Rekonstruktion basiert auf der Analog-Technik mit Fit-Periode Analogl. 63
- Fig. 27. Lage des Schuttstromes Alverà bei Cortina d'Ampezzo in den italienischen Dolomiten. 68
- Fig. 28. Langjähriger Monatsniederschlag (1922-1990) und langjährige Monatsmitteltemperatur (1955-85) in Cortina d'Ampezzo nach Daten des Ufficio Idrografico e Mareografico Venezia. 69
- Fig. 29. Meßeinrichtungen auf dem Schuttstrom Alverà. F1-F8: offene Piezometer mit Druckfühler und Bewegungsmesser. I1-I3: Inklinometer mit Druckfühler und Bewegungsmesser. S5: Inklinometer mit Druckfühler und Bewegungsmesser sowie Temperaturmessung. S5 ist seit Juni 1989 in Betrieb, die anderen Instrumente seit Frühjahr 1995 (Quelle: C.N.R. Padova, Italien). 70
- Fig. 30. Konzept des hydrologischen Modells für den Schuttstrom Alverà basierend auf EPL. Q_1 und Q_2 sind Abfluß aus oberem bzw. unterem Reservoir mit den Abflußkoeffizienten k_1 und k_2 . H ist die Höhe zwischen unterer Begrenzung des Tanks und Grundwasserspiegel und ein Maß für den gesamten Speicherinhalt. H_c ist ein Maß für den maximalen Speicherinhalt des unteren Reservoirs bei konstanter Obergrenze. 72
- Fig. 31. Modellkopplung für Klimaimpaktszenario des Schuttstroms Alverà. * Die Temperatur wird in Kombination mit der Analogtechnik für Niederschlag durch Interpolation mehrerer GCM-Gitterpunkte berechnet. 74
- Fig. 32. Szenarien der Anzahl der Tage mit kritischen Grundwasserständen > -0.5 m des Schuttstroms a) im Frühjahr (MAM) und b) im Sommer (JJA). Szenarien basieren auf lokalen Klimaszenarien mit Expanded Downscaling mit veränderter Temperatur und Niederschlag (T+P), mit konstantem Niederschlag auf dem Niveau 1960-89 und sich ändernder Temperatur (T) sowie umgekehrt (P). 76
- Fig. 33. GCM-basierte mittlere Wintertemperatur (DJF) von 1860 bis 2100 als 30jährige gleitende Mittel für Cortina d'Ampezzo, Italien. Werte wurden für ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole sowie HadCM2 mit und ohne Sulfataerosole durch Interpolation mit Lokali-tätskorrektur aus mehreren GCM-Gitterpunkten berechnet und für ECHAM4/OPYC3 mit Sulfataerosolen mit Expanded Downscaling (EDS) abgeleitet. 78

Verzeichnis der Tabellen

- Tabelle 1. Kurzbeschreibung der untersuchten Massenbewegungen. 1
- Tabelle 2. Entwicklung der Konzentration von CO_2 , CH_4 und N_2O (Daten aus HOUGHTON et al. 1996). 16
- Tabelle 3. Typische horizontale Auflösungen spektraler atmosphärischer Zirkulationsmodelle. Aufgrund der breitenabhängigen Meridiangitterabstände sind die Angaben in Kilometer als Durchschnittswerte zu sehen. 19
- Tabelle 4. Charakteristika der transienten, gekoppelten GCMs HadCM2 und ECHAM4/OPYC3. AGCM steht für die Atmosphären- und OGCM für die Ozeankomponente des gekoppelten Modells. IS92a bzw. die Aktualisierung IS95a ist das wahrscheinlichste Emissionsszenario des IPCC (HOUGHTON et al. 1992) und dem früheren als 'business-as-usual' bekannten Szenario A sehr ähnlich. 21
- Tabelle 5. Charakteristika von vier Downscaling-Ansätzen. CCA= kanonische Korrelationsanalyse nach von STORCH et al. (1993), EDS= Expanded Downscaling nach BÜRGER (1996), ANALOG= Analog-Technik nach ZORITA et al. (1995). 28
- Tabelle 6. Korrelation und erklärte Varianz zwischen beobachteten und geschätzten Niederschlagsreihen des Monatsniederschlags in Barcelonnette. Ergebnisse sind nach Kreuzvalidation der CCA-Modelle für drei unterschiedliche Fit-Perioden dargestellt. 44

- Tabelle 7. Langjährige Monatsmittelwerte des Niederschlags (mm) in Barcelonnette geschätzt mit CCA von SLP basierend auf der langen Fit-Periode 1928-94. Dargestellt sind drei Perioden der transienten GCM-Experimente. 51
- Tabelle 8. Jahresmitteltemperatur (°C) in Barcelonnette interpoliert aus 3 GCM-Experimenten für zwei Perioden und Betrag des Temperaturanstieges als Differenz beider Perioden. Deutlich sichtbar ist die abkühlende Wirkung der Sulfataerosole in HCGS im Vergleich zu HCGG. 53
- Tabelle 9. Zeitreihenkorrelationen verschiedener Parameter des Niederschlags in Cortina d'Ampezzo, Misurina und San Vito (Dolomiten, Italien). 60
- Tabelle 10. Fit- und Zielperioden der Analog-Technik mit Bodenluftdruck für täglichen Niederschlag in Cortina, Barcelonnette und Sandling Park. 61
- Tabelle 11. Zeitreihenkorrelation der jahreszeitlichen Niederschlagssummen jeweils der Zielperioden zwischen Analog-Schätzung und Beobachtung. 62
- Tabelle 12. Korrelation der intramonatlichen Standardabweichung der Tagesniederschläge gemittelt über Jahreszeiten und Korrelation der Anzahl der Tage mit Niederschlag > 0.2 mm pro Saison zwischen Analog-Schätzung und Beobachtung. 62
- Tabelle 13. Prozentualer Anteil von Niederschlagssummen, intramonatlicher Standardabweichung und Anzahl der Tage > 0.2 mm Niederschlag der GCM-Periode 2070-99 im Vergleich zu 1960-89 (ECHAM4/OPYC3) bzw. 1950-79 (HadCM2 mit Sulfataerosolen) in Cortina. Fettdruck zeigt signifikante Änderungen auf dem 95%-Niveau an. 64
- Tabelle 14. Korrelation der Saisonsummen verschiedener Analogschätzungen der Jahre 1922-44 für Cortina. Berechnung der Zielperiode 1922-44 mit SLP-Anomalien 1922-44 bei Analog1b und Analog3 sowie mit SLP-Anomalien von 1900-1961 bei Analog1. 66
- Tabelle 15. Prozentualer Anteil von Niederschlagssummen der GCM-Periode 2070-99 im Vergleich zu 1960-89 für Barcelonnette bei Downscaling von SLP aus ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole. 67
- Tabelle 16. Prozentualer Anteil der Periode 2070-99 im Vergleich zu 1960-89 für jahreszeitliche Niederschlagssummen, Tage mit > 0.2 mm Niederschlag und intramonatliche Standardabweichung im lokalen Klimaszenario für Cortina, abgeleitet mit Expanded Downscaling basierend auf ECHAM4/OPYC3 mit Sulfataerosolen. Fettdruck zeigt auf dem 95%-Niveau signifikante Änderungen. 73
- Tabelle 17. Anzahl der Tage pro Saison mit Grundwasser > -0.5 m für Schuttstrom Alverà berechnet mit EPL für beobachtete Klimadaten und lokale Klimaszenarien mit Analog-Technik und Expanded Downscaling unter Berücksichtigung von 3 GCM-Experimenten. Angegeben sind die Mittelwerte aus je 30 Jahren. Fettdruck sind auf dem 95%-Niveau signifikante Änderungen der Periode 2070-99 gegenüber der Kontrollperiode 1960-89 bzw. 1950-79. 75

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

CCA	Kanonische Korrelationsanalyse
CLIMAP	Climate, Long-range Investigation, Mapping and Prediction Project
COHMAP	Co-operative Holocene Mapping Programme
DJF	Dezember, Januar, Februar
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum GmbH, Hamburg
ECHAM4	European Centre Hamburg Model, 4. Generation
ECHAM4/OPYC3	Gekoppeltes Zirkulationsmodell mit Atmosphärenkomponente ECHAM4 und Ozeankomponente OPYC3
EDS	Expanded Downscaling
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
EPL	Estimation of Piezometric Levels
EPL-SLIDE	EPL gekoppelt mit Stabilitätsmodell nach Janbu
GCM	General Circulation Model
HadCM2	Hadley Centre Coupled Model, 2. Generation
HCGG	HadCM2 nur mit Treibhausgasen
HCGS	HadCM2 mit Treibhausgasen und Sulfataerosolen
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change der UN
IS92a	IPCC Emissionsszenario für Spurengase (Houghton et al. 1992)
JJA	Juni, Juli, August
k, k_{sat}	Hydraulische Leitfähigkeit, gesättigte
MAM	März, April, Mai
MPI	Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
NCEP	U.S. National Center of Environmental Prediction, früher National Meteorological Center, NMC
OPYC3	Ozeanzirkulationsmodell mit isopyknischem Gitter, 3. Generation
PAGES	Past Global Changes
PIK	Potsdam Institut für Klimafolgenforschung
ρ	Wiederkehrintervall der Rutschungsaktivität
SLP	Sea Level Pressure
SON	September, Oktober, November
T42	Spektrales Klimamodellgitter, entspricht ca. $2.8^\circ \times 2.8^\circ$

1 Einführung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Das Klima ist für die exogen gesteuerten Prozeßbereiche der Geomorphologie von primärer Bedeutung. Die mögliche Klimaänderung durch den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt ist ein aktuelles, nicht nur in der Öffentlichkeit, sondern auch in der Wissenschaft heftig und kontrovers diskutiertes Thema.

Die Auswirkungen der erwarteten Klimaänderung auf die menschliche Gesellschaft werden dabei unterschiedlich eingeschätzt. Sie reichen von Ignoranz oder Verharmlosung vor allem seitens der Industrie über Zeitschriftentitel wie „Palmen auf Helgoland“ (DER SPIEGEL 12/1995) oder die Verwendung des Begriffes *Klimakiller* für Treibhausgase bis hin zu apokalyptischen Katastrophenbildern verschiedener Umweltverbände (etwa WORLD WATCH 3/1995). Die Rückversicherungsindustrie warnt mit Informationsbroschüren vor möglichen Risiken einer Klimaerwärmung (SCHWEIZER RÜCK 1995), da sie in den letzten Jahren durch klimabedingte Naturkatastrophen (z.B. Hurrikan Andrew 1992 in den USA, Orkane im Februar 1990 in Europa, Weihnachtshochwasser 1993 in Europa) zunehmend Einbußen erlitten hat. Die Diskussion in den Massenmedien, die nach einem kühlen Juli im Sommer 1997 den Treibhauseffekt sofort in Frage stellten (DIE ZEIT Nr. 31, 25.07.1997, DIE ZEIT Nr. 32, 01.08.1997, FRANKFURTER RUNDSCHAU, 05.08.1997), ihn dagegen während des Hochwassers an der Oder wieder ins Spiel brachten, zeigt deutlich die starke Resonanz des Themenkomplexes in der Gesellschaft, aber auch, wie unsachlich häufig darüber berichtet wird.

Viele der aufgezählten Darstellungen sind sicherlich als interessengeleitet und einseitig einzustufen. Ein nicht objektiver, aber doch ausgewogener Überblick über das bisher angesammelte Wissen zur anthropogen bedingten Klimaänderung ist in den neuesten Abhandlungen des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zu finden (BRUCE et al. 1996, HOUGHTON et al. 1996, WATSON et al. 1996). Die Aussagen basieren auf Berechnungen unterschiedlicher Klimamodelle, in erster Linie der Allgemeinen Zirkulationsmodelle der Atmosphäre (General Circulation Models, GCMs). Mögliche Auswirkungen der projizierten Klimaänderung wurden bisher noch seltener untersucht als das sich ändernde globale Klima an sich. Die Klimaänderung wird meist negativ bewertet, da die Geschwindigkeit der Änderung größer sein könnte, als die Anpassungsfähigkeit vieler Ökosysteme. Es ist allerdings nicht mehr unumstritten, ob diese Geschwindigkeit tatsächlich höher sein wird, als aus der Vergangenheit bekannt. Neuere Ergebnisse aus grönländischen Eisbohrkernen belegen abrupte Klimaänderungen auch im Holozän, wobei z.B. für das Ende der jüngeren Dryas je nach Quelle und Methode Temperaturanstiege von ca. 7°C in 20-50 Jahren angegeben werden (für eine Übersicht siehe ANDERSON 1997).

Das Ausmaß der zu erwartenden Temperaturänderung und seiner Folgen ist auch an der Bedeutung zu erkennen, die dieses Thema in den Vereinten Nationen eingenommen hat, bzw. noch einnimmt. In diesem Zusammenhang müssen die UN-Konferenz über Umwelt- und Entwicklung (Rio de Janeiro, Juni 1992) und die UN-

Konferenz über Klimafragen (Berlin, März/April 1994) genannt werden, in denen dieses Thema zur Sprache kam oder Ursache der Konferenz war. Einen Dämpfer dieser zentralen Stellung in der Weltpolitik erhielt das Thema allerdings bei der „Rio plus 5“-Konferenz im Juni 1997 in New York und beim Weltklimagipfel im Dezember 1997 in Kyoto, Japan, bei dem der Streit um Prozentpunkte einer Reduktion der Treibhausgasemissionen zwischen den USA und der EU im Vordergrund standen.

Um die Auswirkungen der Klimaänderung (climate change impact), häufig als Klimaimpakt, Klimafolge oder Klimawirkung bezeichnet, effektiver zu erforschen, wurde in Deutschland 1992 das Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK) gegründet, dessen Aufgaben im Bereich der Abschätzung möglicher Folgen liegen. Eine Einrichtung mit ähnlicher Zielsetzung existiert seit 1991 auch in Großbritannien (Climate Impacts LINK Project des UK Department of the Environment, VINER & HULME 1997).

Wegen der großen Bedeutung des Klimas für die Geomorphologie und um Änderungen und Verschiebungen in den einzelnen Systemen abschätzen und bewerten zu können, ist die in Klimamodellen projizierte Klimaänderung von großem Interesse für die geomorphologische Prozeßforschung. Dies ist nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sondern hat gerade im Hinblick auf die oben angesprochene politische und sozio-ökonomische Bedeutung auch einen wichtigen angewandten Aspekt.

Ein Prozeß, dessen Häufigkeit durch eine Klimaänderung beeinflusst werden könnte, sind gravitative Massenbewegungen, die häufig durch das Klima gesteuert sind (GOSTELOW 1991). Da Massenbewegungen die menschliche Gesellschaft und ihre Infrastruktur potentiell bedrohen, können sie als Naturgefahr (natural hazard) bezeichnet werden und werden konsequent auch im Rahmen der „Internationale Dekade für die Reduzierung von Naturkatastrophen“ (IDNDR) der Vereinten Nationen bearbeitet. Eine weltweite Übersicht zur ökonomischen Bedeutung von Massenbewegungen lieferten BRABB & HARROD (1989). Eine aktuellere Studie mit Betonung der Situation in den USA wurde von SCHUSTER (1996) publiziert. Er gibt für die USA, Japan, Italien und Indien jährliche Schäden von 1-5 Milliarden US \$ für jedes Land an, die direkt und indirekt auf Massenbewegungen zu beziehen sind. Für Neuseeland, ein weiteres von Massenbewegungen stark betroffenes Land für das Zahlen vorliegen, werden die jährlichen Kosten auf 20 Millionen DM veranschlagt (GLADE 1997). Dies zeigt, daß Massenbewegungen, obwohl in der öffentlichen Meinung nicht so präsent wie Hochwasser oder Stürme, in mehreren Gebieten konstant hohe Kosten verursachen. Eine Abschätzung der möglichen zukünftigen Entwicklung ist allein deshalb von öffentlichem Interesse.

Im Rahmen des 4. Rahmenprogramms des „Environment Research Programme“ der Generaldirektion XII der EU wurde in den Forschungsprojekten TESLEC und NEWTECH (siehe Vorwort) die Frage nach der Veränderung der Massenbewegungsaktivität infolge von Klimaänderungen explizit formuliert (DIKAU 1996). Die vorliegende Dissertation entstand eingebettet in Ziele und methodische Konzeption der beiden Forschungsprojekte und wurde auch in deren Rahmen durchgeführt. Da die Klimasteuerung von Massenbewegungen häufig durch Grundwasserfluktuationen erfolgt, war im Projekt TESLEC ein zweifacher Ansatz vorgesehen, der die Modellie-

zung von Hanghydrologie und Stabilität sowie empirische Aussagen aus Massenbewegungsinventaren integriert, um Aussagen über Massenbewegungsaktivität und Auslösung durch Klimaparameter zu ermöglichen.

Ein Ziel beider Projekte war die Erarbeitung lokaler Klimaänderungsszenarien für die hydrologische Modellierergruppe im Projekt. Die Notwendigkeit zur Erstellung lokaler Klimaszenarien aus GCMs ergibt sich aus der Tatsache, daß letztere aufgrund ihrer geringen horizontalen Auflösung und verschiedener Parametrisierungsprobleme nicht direkt für lokale bis regionale Aussagen herangezogen werden können. Unter Verwendung der entwickelten Klimaszenarien soll weitergehend die zukünftige Aktivität von Massenbewegungen durch Modelle der Hanghydrologie und der Hangstabilität simuliert werden.

Die Zielsetzung der Arbeit konzentriert sich auf folgende Punkte:

- Erstellung lokaler Klimaszenarien, basierend auf globalen Klimaprojektionen des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts in Klimamodellen. Lokale Klimaszenarien bilden die Grundlage für die Ableitung zukünftiger Szenarien der Aktivität von Massenbewegungen.
- Die Anwendbarkeit von Klimamodellen (GCMs) für die Massenbewegungsforschung soll getestet werden, da sie die Ausgangsbasis für potentielle Untersuchungen im Bereich der Klimafolgenforschung, aber auch der Rekonstruktion vergangener Prozeßaktivität im Pleistozän darstellen.
- Die Ableitung möglichst quantitativer Informationen über Klimafolgen im Bereich einzelner Massenbewegungen, für die längere Datenreihen vorliegen, stellt das Hauptziel der Arbeit dar.
- Unsicherheit ist ein wesentliches Element aller in die Zukunft gerichteten Untersuchungen. Deshalb sollen die Unsicherheiten der angewandten Modellkette aufgezeigt und eingegrenzt werden. Dies ist eine notwendige Voraussetzung, um Angaben über die Qualität der entwickelten Szenarien machen zu können.

Wissenschaftlich fundierte Aussagen zu Klimafolgen mit Angabe möglicher Unsicherheitsquellen sind wegen der eingangs problematisierten Wahrnehmung des Themenkomplexes in der Öffentlichkeit und den Medien, die von apokalyptischen Bildern bis zur Verharmlosung reicht, von Bedeutung, um einerseits innerhalb der Wissenschaft, aber auch für Entscheidungsträger sachliche Argumente liefern zu können.

1.2 Wahl und Lage der Untersuchungsgebiete

Die Auswahl und Lage der Untersuchungsgebiete bzw. Untersuchungsobjekte war durch die Einbindung in die Forschungsprojekte TESLEC und NEWTECH im wesentlichen vorgegeben. Weitere Kriterien waren Klimadaten ausreichender Länge und Qualität, sowie Kenntnisse über die klimatische Auslösung des jeweiligen Objektes und/oder funktionierende Hangmodelle. Es handelt sich bei den untersuchten Massenbewegungen um die Translationsrutschung Boisivre im Barcelonnette-Becken in den französischen Seealpen und den Schuttstrom (mudslide) Alverà bei Cortina d'Ampezzo in den Dolomiten (Italien), siehe Tabelle 1 und Fig. 1.

Tabelle 1. Kurzbeschreibung der untersuchten Massenbewegungen.

Name	Lage	Typ	Höhe NN	Dimension
Boisivre	Französische Seealpen	Translations- rutschung	1300-1380 m	170 m x 50 m
Alverà	Dolomiten	Schuttstrom	1320-1520 m	1800 m x 100 m

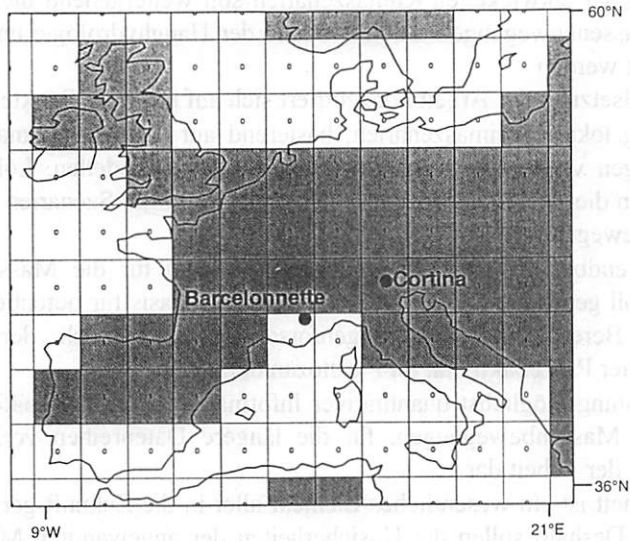


Fig. 1. Lage der Untersuchungsgebiete und Land-Meer-Verteilung in einem Klimamodell der spektralen Auflösung T42. Die graue Fläche wird im GCM als Landoberfläche betrachtet (Details in Kapitel 3).

Boisivre im Barcelonnette-Becken ist in jurassischen, schwarzen Mergeln ausgebildet. Aufgrund der klimatischen Verhältnisse findet Grundwasserbildung nur im Winterhalbjahr statt, während das Sommerhalbjahr im monatlichen Mittel durch ein Wasserdefizit charakterisiert wird. Kurzzeitige Starkniederschläge sind für die Hanghydrologie nicht von Bedeutung. Alverà bei Cortina d'Ampezzo ist in der tonreichen San Cassiano Formation entwickelt. Die Hanghydrologie ist sowohl von längerfristigen klimatischen Randbedingungen, z.B. großes Schmelzwasserangebot im Frühjahr, als auch einzelnen Starkniederschlägen im Zusammenhang mit Gewittern, die im Spätsommer häufig sind, geprägt.

1.3 Bisherige Arbeiten

Die Klimafolgenforschung ist ein noch kleines, aber schnell wachsendes Wissenschaftsfeld. In der Hydrologie und Wasserwirtschaft (z.B. ARNELL 1995, NACHTNEBEL 1998) sowie den Agrarwissenschaften (z.B. HARRISON & BUTTERFIELD 1996) sind sowohl methodische Untersuchungen als auch Anwendungen weiter ent-

wickelt als in der Geomorphologie (JONES 1995). Mehrere Arbeiten, die den Gesamtkomplex eher qualitativ behandeln, erschienen in den letzten Jahren (BULL 1991, EYBERGEN & IMESON 1989, IMESON & EMMER 1992, SLAYMAKER 1990). In der britischen Zeitschrift „The Geographical Journal“ Ausgabe 2, 1993, erschien eine Serie von Beiträgen zu möglichen Auswirkungen des Treibhauseffektes für Großbritannien bis ins Jahr 2050. Darin werden unter anderem mögliche Konsequenzen für die Geomorphologie allgemein (JONES 1993a), Flußhochwasser (BEVEN 1993), Küstenprobleme (PETHICK 1993), Bodenerosion (BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK 1993) und nicht zuletzt gravitative Massenbewegungen (JONES 1993b) behandelt. Diese Studien beruhen auf prozentualen Änderungen der Mitteltemperatur, des Niederschlags und teilweise der Frequenz von Starkniederschlägen (HULME et al. 1993) und geben Wahrscheinlichkeiten für die Richtung der Änderungen an, etwa verstärkte Bodenabtragswahrscheinlichkeit im Winter.

Worin sind nun die Ursachen für die relativ geringe Beachtung der Klimafolgenforschung in der Geomorphologie zu sehen? JONES (1993a) führt dafür die weitverbreitete, aber falsche Meinung an, daß geomorphologische Veränderungen langsam ablaufen und von geringer Bedeutung für die Gesellschaft sind. Darüberhinaus wird die Untersuchung durch die komplexen, nicht-linearen, offenen Systeme der Geomorphologie erschwert. Darin seien veränderte klimatische Verhältnisse nur eine von vielen Größen, während lokale Randbedingungen große Bedeutung erlangen könnten (JONES 1993a). Eine weitere Ursache ist die gegenwärtig bestehende Dichotomie zwischen den eher konzeptionellen Methoden der genetischen Geomorphologie (Reliefentwicklung) und der an der Physik orientierten quantitativen Prozeßgeomorphologie (de BOER 1992, SUGDEN et al. 1997). Die genetische Geomorphologie ist auf längere Zeitskalen wie zum Beispiel die Wechsel von Kalt- und Warmzeiten oder die postglaziale Entwicklung ausgelegt. Die abgeleiteten Reliefentwicklungsmodelle sind nicht befriedigend für die Interpretation kürzerer Perioden einzusetzen (EYBERGEN & IMESON 1989, SCHUMM 1979). Umgekehrt ist die Übertragbarkeit kleinskaliger, kurzzeitiger Prozeßstudien auf längere Perioden oder größere Räume äußerst problematisch, wenn nicht unmöglich (HAFF 1996). Dies ist in der bereits erwähnten Komplexität geomorphologischer Systeme begründet, die sich nicht befriedigend mit den in der Physik üblichen Methoden erklären lassen (HAFF 1996, SLAYMAKER 1997). Der im Zusammenhang mit dem Treibhauseffekt interessierende Zeitbereich von 50-100 Jahren paßt in keinen dieser beiden Forschungsrichtungen. Die Klimafolgenforschung in der Geomorphologie kann aber sicherlich nicht mit deterministischen Methoden und Techniken alleine angegangen werden, sondern muß auf konzeptionellen Ansätzen aufgebaut sein.

Eine konzeptionell instruktive Arbeit für die Klimafolgenforschung in den Geowissenschaften liegt von SÁNCHEZ-ARCILLA & JIMÉNEZ (1997) vor, die am Beispiel des Ebrodeltas deutlich machen, wie der menschliche Einfluß verschiedene Variablen der Klimaänderung ausschalten kann, so daß nur wenige effektive Parameter übrig bleiben. Zahlreiche Flußstauwerke am Ebro verhindern heute, daß Auswirkungen einer Klimaänderung auf die Abtragung im Einzugsgebiet über das fluviale System mit dem Deltasystem gekoppelt werden. ZIMMERMANN & HAEBERLI (1992) haben am Beispiel

von Murgängen in den Schweizer Alpen geomorphologische und hydrologische Randbedingungen genannt, die anders als über direkte Niederschlagsänderungen mögliche Klimafolgen bedingen, siehe Abschnitt 4.4. Die Identifikation effektiver Parameter muß einer Klimaimpaktbewertung vorangehen.

Die quantitative Erfassung zukünftiger Klimafolgen für Massenbewegungen erfolgt, abgesehen von der stark vereinfachten Methodik in PEVIANI & RAFAELLI (1998), nach Kenntnis des Autors bisher nur in den Forschungsprojekten TESLEC und NEWTECH (BUMA & DEHN 1998, DEHN 1999, DEHN & BUMA 1999, DEHN et al. 1998, COLLISON et al. 1997). In der Bodenerosionsforschung gibt es Arbeiten im Rahmen des europäischen Desertifikationsprojektes MEDALUS (PALUTIKOF 1995). Diese können allerdings nicht mit Aussagen für Massenbewegungen verglichen werden, da aufgrund unterschiedlicher Prozesse auch unterschiedliche Klimaparameter von Bedeutung sind. Bei Massenbewegungen reicht dieser Bereich von Niederschlagsintensitäten und Dauer, z.B. bei Muren, bis hin zu Abweichungen der Jahressummen vom langjährigen Mittel zusammen mit Temperaturwerten, etwa bei größeren Massenbewegungen, deren hydrologisches System nennenswerte Speicher aufweist (COLLISON 1996). Bei der Bodenerosion dagegen sind im wesentlichen kurzzeitige Niederschlagsspitzen und damit verbunden die Niederschlagsenergie von Bedeutung (MORGAN 1986). Die klimatische Auslösung von Massenbewegungen wird in zahlreichen Beiträgen meist anhand von Fallstudien bearbeitet, ohne allerdings bisher umfassend synoptisch betrachtet worden zu sein. Eine erste Annäherung an dieses Thema stellt der Intensitäts-Dauer-Index des Niederschlags von CAINE (1980) dar. Eine weitere Vorarbeit liegt von GOSTELOW (1991) vor. Daneben gibt es eine Vielzahl hydrologischer Modelle und Stabilitätsmodelle, die die Modellierung der Hangstabilität zum Ziel haben.

Im Bereich der Kopplung großräumiger atmosphärischer Parameter mit lokalen und regionalen Klimaparametern, als Downscaling-Techniken bekannt, sind in der Meteorologie und zum Teil Hydrologie zahlreiche Arbeiten erschienen, von denen nur einige genannt werden sollen (BARDOSSY & PLATE 1992, BÜRGER 1996, CUBASCH et al. 1996, GYALISTRAS et al. 1994, von STORCH et al. 1993, ZORITA et al. 1995). Neuere Übersichten werden von WILBY & WIGLEY (1997) sowie ZORITA & von STORCH (1998) gegeben. Allerdings wendet keine der genannten Quellen die simulierten regionalen/lokalen Klimaszenarien auf eine Klimafolge, etwa die Auslösung von Massenbewegungen an. Deshalb ist eines der Ziele der vorliegenden Arbeit, die Anwendbarkeit für konkrete Probleme zu testen, was z.B. auch die Erstellung von Szenarien für das ganze Jahr und nicht, wie in der Meteorologie üblich auf Winter- und Sommerquartale beschränkt, einschließt.

1.4 Methodische Konzeption

Die Entwicklung zukünftiger Szenarien von Prozessen bzw. ihrer Auslösung erfordert die Untersuchung der gegenwärtigen Verhältnisse als auch Erkenntnisse über die Vergangenheit. Die Notwendigkeit, Zeitreihen wichtiger Parameter in die Vergangenheit zu verlängern, ergibt sich aus der Tatsache, daß gegenwärtige Meßreihen zu kurz sind, um die natürliche Variabilität vieler Phänomene erfassen zu können (KNOX & KUNDZEWICZ 1997, ROBERTS 1994, SCHUMM 1991). Bei allen diesen Methoden wird,

meist stillschweigend, Stationarität der empirisch gefundenen Zusammenhänge vorausgesetzt. Dies geschieht unter der in der Geomorphologie und Geologie üblichen Prämisse des Aktualismus „the present is the key to the past“ (uniformitarianism) (LYELL 1830-33). Der zeitliche Rahmen eines solchen methodischen Vorgehens kann nach ROBERTS (1994) in die vier Bereiche Modellierung (Zukunft), Beobachtung (Gegenwart), anthropogene Archive (historisch) and natürliche Archive (Holozän) aufgeteilt werden. Dies entspricht auch der im Projekt TESLEC angewandten Methodik.

In der vorliegenden Arbeit wird das sich ändernde Klima als eine Randbedingung von Massenbewegungen in Gegenwart und Zukunft untersucht. Der erste Arbeitsschritt ist die Herleitung lokaler Klimabedingungen aus den Zirkulationsmodellen mittels den genannten Downscaling-Techniken. Darauf aufbauend werden die neuen Randbedingungen auf Hangmodelle angewandt, die mit Hilfe von Meßwerten entwickelt wurden.

1.4.1 Aktivität von Massenbewegungen

Die Arbeit basiert auf dem Zusammenhang zwischen dem Klima und der Auslösung von Massenbewegungen. Vereinfachend wird die Auslösung der in dieser Arbeit untersuchten Massenbewegungen, in beiden Fällen handelt es sich um Rutschungsbewegungen, als Funktion des Klimas betrachtet, wobei andere mögliche Ursachen und Auslöser geomorphologischer, geologischer und anthropogener Art nicht beachtet werden. Die klimatische Auslösung wird durch geeignete hydrologische Modelle mit gekoppelten Stabilitätsmodellen als Funktion des Niederschlags und der Temperatur abgebildet. Dadurch werden Aussagen zur Aktivität ermöglicht.

1.4.2 Klimaszenarien

In einem weiteren Schritt werden Methoden diskutiert, wie Folgen des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes in Klimaszenarien umgesetzt werden können. Ausgangspunkt ist die zunehmende Emission von Treibhausgasen, in erster Linie CO₂, dessen Konzentration seit vorindustrieller Zeit von 280 ppm auf 358 ppm im Jahre 1994 angestiegen ist und dessen weiterer Anstieg auf ca. 700 ppm im Jahr 2100 nach dem Emissionsszenario IS92a (HOUGHTON et al. 1992) erwartet wird. Drei Methoden der Erstellung von Klimaszenarien sind gebräuchlich. Neben zeitlichen und räumlichen Analogien sowie synthetischen Szenarien sind vor allem die schon erwähnten GCMs die heute meistgenutzte Technik zur Berechnung globaler Szenarien (CARTER et al. 1996). Die Problematik dieser, trotz starker Vereinfachungen, äußerst komplexen, numerischen Modelle wird in Kapitel 3 erläutert. Trotz bestehender Unwägbarkeiten und Unsicherheiten liefern GCMs, basierend auf schon erwähnten Emissionsszenarien, die wissenschaftlich fundiertesten Aussagen zu einem wahrscheinlichen Klimaverlauf bis ins Jahr 2100.

Aufgrund der großen Maschenweite und verschiedener Parametrisierungsprobleme der GCMs ist für lokale Anwendungen eine Nachbereitung der Daten in Form eines Downscaling notwendig. Die Erstellung lokaler Szenarien aus den großräumigen Informationen ist in Kapitel 4 aufgeführt. Da GCMs primär auf die atmosphärische Zirkulation abheben, ist es konsequent, das Downscaling auf Charakteristika der Zir-

kulation aufzubauen (ROBINSON & FINKELSTEIN 1994). Die von GCMs simulierten Klimaszenarien werden als Datengrundlage von den Klimarechenzentren bezogen.

1.4.3 Kopplung der Einzelmodelle

Die Ziele der Arbeit werden durch ein Methodenbündel angestrebt, das die einzelnen schon erwähnten Techniken und Methoden in geeigneter Weise verbindet. In der Kopplung bereits existierender Module zu einem Methodenbündel sowie der Anwendung auf Massenbewegungen ist der innovative Aspekt der vorliegenden Arbeit zu sehen. Diese Modellkette zwischen dem Ausgangspunkt der anthropogen verstärkten Emission von Treibhausgasen und der Zielgröße der zukünftigen Aktivität von Massenbewegungen beruht auf mehreren Annahmen, die bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden müssen (siehe Kapitel 4). An dieser Nahtstelle zwischen Klima- und Impaktmodellierung treffen unterschiedliche Bewertungen des Maßstabbegriffes, aber auch der Qualität der Aussagen aufeinander. Das mangelnde Verständnis der Nutzer für die Klimamodelle und ihr Aussagepotential, sowie umgekehrt mangelndes Wissen der Klimamodellierer über Ansprüche der Nutzer kann zu Problemen an dieser Schnittstelle führen (von STORCH 1995a). Da die Bewertung zukünftiger Klimafolgen auf GCM-Experimenten beruht, ist es aber unabdingbar, sich mit Stärken und Schwächen dieser Modelle auseinanderzusetzen und die nachfolgenden Module darauf abzustimmen. Ebenso muß die Interpretation der Ergebnisse die Limitationen der GCMs und natürlich auch der folgenden Schritte berücksichtigen. Deshalb sind in Kapitel 3 einige Aspekte von GCMs relativ ausführlich dargestellt.

Schlußendlich steht man bei jeder prognostischen Aussage vor dem Problem der Überprüfung oder zumindest Abschätzung der in den Methoden liegenden Unsicherheiten. Eine Validierung der Methoden erfolgt zuerst gegen Beobachtungswerte unabhängiger Perioden. Darüberhinaus muß bei einer Kopplung zahlreicher Modelle neben einer Abschätzung der individuellen Modellunsicherheiten, eine Abschätzung der Gesamtunsicherheit angestrebt werden, was in Abschnitt 4.4 beschrieben wird. Zu den Problemen der Modellvalidierung in den Geowissenschaften allgemein und dem erkenntnistheoretischen Hintergrund sei auf ORESKES et al. (1994) verwiesen.

In Übereinstimmung mit GRAßL (1998) kann argumentiert werden, daß die Risiken und Unwägbarkeiten einer Klimaänderung durch die Unsicherheiten in den Simulationen nicht kleiner werden. Die Unsicherheiten der Szenarien können nicht als Rechtfertigung dienen, die Augen vor wahrscheinlichen Entwicklungen und Problemen zu verschließen.

2 Aktivität von Massenbewegungen

2.1 Klimatische Auslösung von Massenbewegungen

Die Auslösung von Massenbewegungen kann durch verschiedene Faktoren erfolgen. Die bedeutendsten natürlichen Faktoren sind Klima, Erschütterungen durch Erdbeben, fluviale Hangunterschneidung sowie Küstenerosion. Anthropogene Aktivitäten wie Erschütterungen durch Explosionen sowie Hanganschnitte und Verfüllungen im Zuge von Straßenbau, Steinbrüchen u.a. können ebenfalls auslösend sein. Schließlich kann auch das Überschreiten interner Schwellenwerte eines Hanges zur Auslösung von Massenbewegungen führen, was natürlich und anthropogen begründet sein kann. Unter den klimatischen Faktoren ist der Niederschlag, meist in Form von Regen, der weitaus wichtigste Auslöser (CROZIER 1986, GOSTELOW 1991). In der vorliegenden Untersuchung zur Klimaänderung wird nur die klimatische Auslösung berücksichtigt.

2.1.1 Auslösungsmechanismen

Die Auslösung von Massenbewegungen durch Niederschlag erfolgt nach Infiltration durch ansteigendes Grundwasser und damit ansteigenden Porenwasserdruck. Dadurch wird die Scherfestigkeit τ_f verringert. Für Rutschungsprozesse auf einer planaren Scherfläche wird die Scherfestigkeit an jedem Punkt im gesättigten Boden durch die erweiterte Coulomb-Gleichung beschrieben:

$$\tau_f = c' + (\sigma_n - u) \cdot \tan \Phi' \quad (\text{Gleichung 1})$$

mit τ_f totale Scherfestigkeit (shear strength) beim Bruch,
 c' effektive Kohäsion reduziert durch Verlust an Oberflächenspannung,
 σ_n Normalkraft durch überlagerndes Bodenmaterial und Wasser,
 u Porenwasserdruck und
 Φ' Reibungswinkel in bezug auf effektive Kräfte.

Anschaulich läßt sich der Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Porenwasserdruck folgendermaßen darstellen (nach SELBY 1993):

- Trockener Boden: Poren mit Luft gefüllt, keine Kohäsion, Porenwasserdruck ist 0.
- Feuchter, ungesättigter Boden: Kohäsion durch Oberflächenspannung an Bodenpartikeln, negativer Porenwasserdruck (Porenwasserunterdruck).
- Gesättigter Boden: geringe Kohäsion, Teile der Normalkraft werden vom Bodengerüst auf das Bodenwasser übertragen, positiver Porenwasserdruck entspricht im Effekt einem Auftrieb. In diesem Fall gilt die erweiterte Coulomb-Gleichung.

Da Wasser keine Scherfestigkeit hat, den Scherkräften also keinen Widerstand entgegenzusetzen kann, nimmt die Scherfestigkeit eines wassergesättigten Hanges im Vergleich zum ungesättigten Zustand ab. Vereinfacht kann der Auslösungsmechanismus einer Hangrutschung durch Niederschlag über vier miteinander verbundene Schritte dargestellt werden (GOSTELOW 1991):

1. Niederschlagsereignis;
2. Infiltration und Zunahme des Porenwasserdruckes im Hang;

3. Abnahme der Scherfestigkeit;
4. Bruch und Bewegung entlang der Scherfläche.

Daneben kann auch schon die reine Gewichtszunahme einer Substratschicht infolge eines zunehmenden Wassergehaltes eine Prozeßauslösung verursachen. Die Stabilität eines Hanges oder eines Hangbereiches kann statisch mit einem Grenzgleichgewichtsansatz (limit-equilibrium) betrachtet werden. Der Stabilitätszustand eines Hanges wird in diesem Falle durch den Sicherheitsfaktor F beschrieben mit

$$F = \frac{\text{haltende} \cdot \text{Kräfte}}{\text{treibende} \cdot \text{Kräfte}} \quad (\text{Gleichung 2})$$

Theoretisch sind Hänge mit $F > 1$ stabil, während Hänge mit $F < 1$ als instabil anzusehen sind (vgl. SELBY 1993). Im Normalfall ist F ein Minimalwert mehrerer denkbarer Situationen. Zu den haltenden Kräften gehören Scherfestigkeit, innere Reibung und Kohäsion. Die treibenden Kräfte sind im wesentlichen Normalkraft, positiver Porenwasserdruck und Auflast. Da sich die bodenphysikalischen Parameter nur langsam verändern, sind im Kontext von Klimaänderungen besonders der Niederschlag und die Temperatur als direkte klimatische Parameter, sowie die Vegetation bzw. Landnutzung als davon abhängige Parameter für die Bodenfeuchte und damit den Porenwasserdruck in den Vordergrund zu stellen. Weitere meteorologische Parameter wie Strahlung, Wind und Luftdruck werden nicht berücksichtigt.

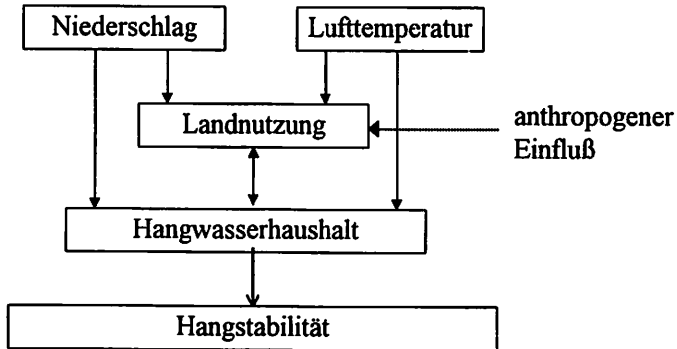


Fig. 2 Vereinfachte Darstellung des Zusammenspiels von Niederschlag, Temperatur und Landnutzung in bezug auf die Hangstabilität. Rückkopplungen zwischen Landnutzung, Bodenwasserhaushalt und Klima sind nicht berücksichtigt. Ein möglicher anthropogener Eingriff in die Landnutzung ist angedeutet, die anthropogene Klimaänderung bleibt unberücksichtigt.

Das Zusammenspiel von Niederschlag, Temperatur und Landnutzung in bezug auf Hangstabilität ist komplex und kann in Fig. 2 nur angedeutet werden. Letztendlich kann die Hangstabilität als Funktion von Wasserhaushalt und Landnutzung nur ge-

trennt für verschiedene Typen von Massenbewegungen analysiert werden. Die große Typenvielfalt des betrachteten Prozesses (siehe DIKAU et al. 1996a) erschwert generalisierende Aussagen.

2.1.2 Vorbereitung - Auslösung

Einem Konzept der Hanginstabilität nach CROZIER (1986) folgend kann der Stabilitätszustand eines Hanges in stabil, instabil (gerade noch stabil) und aktiv unterteilt werden. Die Faktoren, die auf den Hang wirken, können in 3 Gruppen zusammengefaßt werden:

1. Vorbereitende Faktoren verstärken die Anfälligkeit eines Hanges für weitere destabilisierende Faktoren, so daß er von einem stabilen in einen instabilen Zustand überführt wird (z.B. Entwaldung).
2. Auslösende Faktoren sind die eigentlichen Verursacher einer konkreten Massenbewegung und verschieben den Gleichgewichtszustand eines Hanges von gerade noch stabil zu aktiv (z.B. Starkniederschlag).
3. Kontrollierende Faktoren steuern die aktuelle Bewegung hinsichtlich ihrer Form, Geschwindigkeit und Dauer (z.B. Relief, Gestein).

Nach der Darstellung der einzelnen am Hang wirkenden Kräfte und ihrer Faktoren stellt sich die Frage nach dem letztendlich auslösenden Faktor. Die Untersuchung, wann und unter welchen Voraussetzungen ein auslösender Faktor wirksam sein kann wird durch die Komplexität von Hangsystemen erschwert und ist in der Geomorphologie durch BRUNSDEN (1990) und SCHUMM (1991) als Sensitivität (sensitivity) beschrieben.

Niederschlag ist häufig der eigentlich auslösende Faktor von Massenbewegungen. Allerdings könnte er nicht auslösend wirksam sein, wenn nicht andere treibende Faktoren den Hang schon destabilisiert, also für die Auslösung vorbereitet hätten. Deshalb führt ein Niederschlag bestimmter Intensität und Dauer nicht in jedem Fall zur Auslösung.

2.2 Modellierung von Massenbewegungen

Massenbewegungen stellen eine Naturgefahr dar und können menschliche Aktivitäten erschweren, einschränken oder die Gesellschaft bedrohen. Deshalb ist es wünschenswert, die Kräfte, die zur Auslösung von Massenbewegungen führen, nicht nur zu verstehen, sondern auch zu modellieren. Die einfachste Möglichkeit ist die Suche nach empirischen Beziehungen zwischen klimatischen Variablen, meist repräsentiert durch Niederschlag und Temperatur, und Massenbewegungsereignissen mit herkömmlichen statistischen Methoden. Da das hydrologische Hangsystem aber zahlreiche Speicher aufweisen kann, werden damit häufig keine befriedigenden Ergebnisse erzielt. Deshalb werden als zweite, komplexere Alternative hydrologische Modelle eingesetzt, die Grundwasserstände, Porenwasserdruck etc. simulieren und eventuell direkt mit Stabilitätsmodellen gekoppelt sind. Welche Art der Modellierung gewählt wird, hängt von Problemstellung, der geomorphologischen und hydrologischen Situation und nicht zuletzt den verfügbaren Daten und finanziellen Mitteln ab.

Da für die Klimafolgenabschätzung hydrologische Modelle eine Schlüsselrolle einnehmen, werden im folgenden die wichtigsten Aspekte mit einem Ausblick auf Sta-

bilitätsmodelle behandelt. Ergänzend werden einige Beispiele von Schwellenwertmodellen aufgeführt.

2.2.1 Hydrologische Modelle

Unter hydrologischen Modellen werden hier ganz allgemein vereinfachte Darstellungen der Hanghydrologie verstanden, die über geeignete Algorithmen die Berechnung von Grundwasserstand aus der Eingangsgröße Niederschlag ermöglichen. Hydrologische Modelle haben gegenüber empirisch-statistischen Ansätzen vier wesentliche Vorteile (nach COLLISON 1996):

- Das komplexe System kann in einzelne Kompartimente zerlegt werden, die einfacher zu verstehen sind als das Gesamtsystem.
- Durch den Einbau von Speichern im Modell können auch Zeitverzögerungen im Wasserhaushalt simuliert werden.
- Der Modellaufbau kann zudem Speicher vorsehen, die ab dem Erreichen eines internen Schwellenwertes nicht mehr in Funktion treten.
- Die Sensitivität des Gesamtsystems gegenüber den einzelnen Kompartimenten kann getestet werden.

Ein wesentlicher Unterschied der Modellansätze liegt in der Darstellung des modellierten Gebietes im Modell. Sie reicht von eindimensionalen Punktmodellen (lumped models) bis hin zu vollständig verteilten Modellen (distributed models). Eine weitere Klassifikation unterscheidet konzeptionelle und physikalisch-basierte Modelle (OBLED 1990). In beiden Fällen sind Übergänge zwischen den genannten Extremen die Regel.

2.2.1.1 Tank-Modelle

Eine einfache und direkte Methode der hydrologischen Modellierung ist die Darstellung des Hanges durch ein oder zwei Reservoirs (häufig Bodenwasser und Grundwasser), die als Tank modelliert werden. Der Tankinhalt ist durch die Porosität gegeben, während Zu- und Abfluß durch die Permeabilität bestimmt werden. Der Vorteil dieser Tank-Modelle ist ihre Durchschaubarkeit und die Möglichkeit, bis zu einem bestimmten Grad komplexer zu werden, ohne ihren einfachen Aufbau einzubüßen. Bezüglich der Eingangsgröße Niederschlag kann ein Filter vorgeschaltet werden, der Evapotranspiration und Interzeption abbildet. Ein Nachteil von Tank-Modellen liegt in der zu starken Vereinfachung der Realität. Sie sind meistens eindimensional, und damit hat jeder Tank die Grundfläche und das Volumen des betrachteten Hangausschnittes. Das bedeutet, daß auch der simulierte Grundwasserspiegel für den gesamten Hangausschnitt als identisch angesehen wird, was für komplexere Topographien ein Problem darstellt.

2.2.1.2 Physikalisch-basierte, verteilte Modelle

Eine Weiterentwicklung komplexer Tank-Modelle sind physikalisch-basierte verteilte Modelle, die ein- bis dreidimensional sein können. Zur Beschreibung des Wasserflusses in Boden und Gestein werden fast ausschließlich die Darcy-Gleichung zusammen mit der Kontinuitätsbedingung für gesättigte Verhältnisse und die Richards-Gleichung für ungesättigte Verhältnisse verwendet (TERLIEN 1996).

Der Aufwand für die Parameterbeschaffung, die Kalibrierung und Rechenleistung ist für physikalisch-basierte Modelle erheblich größer als für die konzeptionellen Tank-Modelle. Andererseits sind physikalisch-basierte Beziehungen testbar und wegen der zeitlichen Unabhängigkeit physikalischer Gesetze an sich besser für prognostische Zwecke geeignet. BEVEN (1989, 1996) und OBLED (1990) nennen jedoch einige Einschränkungen physikalisch-basierter Modelle.

- Die Datenverfügbarkeit zahlreicher Parameter ist ein Problem und erfordert einen hohen Feld- und Laborarbeitsaufwand.
- Die Modelle sind häufig überparametrisiert, was bedeutet, daß gleiche Modellergebnisse mit unterschiedlichen Parameterwerten erzielt werden, und daß wegen der Interaktionen zwischen den Einzelparametern Kalibrierungen undurchschaubar werden und die Modelle ihre physikalische Basis verlieren.
- Einzelne Parameter sind mit Maßstabsproblemen behaftet, z.B. wird die Wasserleitfähigkeit in der Regel an faustgroßen Proben bestimmt und als Parameter auf den Hang oder das Einzugsgebiet übertragen. Diese Vorgehensweise ist fragwürdig, da der Wert einen Parameter für die Matrixleitfähigkeit darstellt und alle Arten von Makroporen vernachlässigt.
- Die objektive Zuweisung physikalischer Parameterwerte zu jedem einzelnen, diskretisierten Knotenpunkt ist äußerst schwierig.

Vor diesem Hintergrund stellt sich die Frage, ob diese Modelle überhaupt als physikalisch-basiert zu bezeichnen sind (BEVEN 1989). Übereinstimmend mit Erfahrungen aus dem TESLEC-Projekt konstatieren BEVEN (1989) und OBLED (1990), daß konzeptionelle Modelle robuster und einfacher zu nutzen sind als die komplexeren physikalisch-basierten Modelle, die für Problemstellungen außerhalb des Labormaßstabs oder exzellent instrumentierter Hänge nicht anwendbar sind. Wie die Anwendungsbeispiele in Kapitel 5 demonstrieren, wurden in vorliegender Arbeit letztendlich einfachere Tank-Modelle mit Erfolg eingesetzt.

2.2.2 Hangstabilitätsmodelle

Grundwasserstände und Porenwasserdrücke werden für eine vollständige Beschreibung der Hangstabilität mit entsprechenden Hangstabilitätsmodellen gekoppelt. Nahezu alle Modelle zielen auf die Berechnung des Sicherheitsfaktors F . Die Anwendung von Stabilitätsberechnungen setzt einige Annahmen und Vereinfachungen voraus, um mit einem vertretbaren Aufwand an Zeit und Rechenleistung durchführbar zu sein. Die wichtigsten davon sind die folgenden:

- Keine Deformation vor Erreichen der Bruchbedingung.
- Die häufig komplexe Topographie wird als ein in Scheiben geschnittenes, ebenes Problem betrachtet.
- Annahme einfachster Bruchmechanismen auf wohldefinierten Kreislinien oder Geraden.

Bekannte Verfahren sind die Analyse infiniten Hänge (infinite slope analysis) (HENKEL & SKEMPTON 1954), die schwedische Methode, das vereinfachte Verfahren nach Bishop und das vereinfachte Verfahren nach Janbu, die in gängigen Lehrbüchern zur Bodenmechanik beschrieben werden (z.B. LANG et al. 1996). Die schwedische Methode und das vereinfachte Verfahren nach Bishop berechnen eine Starrkörperro-

tation auf kreiszylindrischer Gleitfläche. Dagegen wird das vereinfachte Verfahren nach Janbu für kombinierte translations- und rotationsförmige Bewegungen angewandt. Die „Infinite Slope Analysis“ ist für idealisierte, unendlich lange, translationsförmige Bewegungen geeignet. Die Hangstabilität kann in allen Verfahren in Abhängigkeit vom Porenwasserdruck berechnet werden, was letztendlich Angaben für kritische Grundwasserstände ergibt. Wenn das Grundwasser den errechneten Schwellenwert übersteigt, ist Instabilität und Auslösung wahrscheinlich.

2.2.3 Empirisch-statistische Modelle (Schwellenwertmodelle)

Alternativ zu gekoppelten hydrologischen/ bodenmechanischen Modellen, die mehr oder weniger physikalisch-basiert sind, können auch empirisch-statistische Modelle eingesetzt werden. Für die Modellierung der Auslösung von Massenbewegungen sind in der Regel Beziehungen gefordert, die einen Schwellenwert ausweisen, oberhalb dessen mit Auslösung zu rechnen ist. Ein beträchtliches Problem bei der Entwicklung von Schwellenwerten ist die schon erwähnte zeitlich variable Sensitivität des Hangsystems, die geomorphologisch und hydrologisch begründet sein kann. Darüberhinaus sind lange Beobachtungsreihen der Prozeßaktivität und Niederschlagsindizes notwendig, um auch Extremwerte zu erfassen.

Beispiele für empirische Schwellenwertmodelle wurden von CAINE (1980) global, von GOVI et al. (1985) für das Piemonte, Italien, von CROZIER (1986) und GLADE (1997) für Neuseeland, von COROMINAS & MOYA (1996) für die spanischen Ostpyrenäen und von DIKAU & JÄGER (1995) für Rheinhessen beschrieben, um nur eine Auswahl der zahlreichen Untersuchungen zu nennen.

3 Allgemeine Zirkulationsmodelle der Atmosphäre

3.1 Der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt

Der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt, der schon seit gut 100 Jahren bekannt ist (ARRHENIUS 1896), geht auf die stark ansteigenden Emissionen von Spurengasen, die als Treibhausgas bekannt sind, zurück. Treibhausgas behindern die langwellige Ausstrahlung von der Erdoberfläche in den Weltraum, sind aber weitgehend transparent für die kurzwellige solare Einstrahlung. Somit führen sie zu einem Nettoenergiegewinn für die Erdoberfläche (FLOHN 1963, ROEDEL 1992, SCHÖNWIESE 1994). Die wichtigsten Treibhausgas sind Wasserdampf (H_2O), Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4), Distickstoffoxid oder Lachgas (N_2O), Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs) und troposphärisches Ozon (O_3). Fig. 3 zeigt die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Konzentration von CO_2 . Die Rekonstruktion historischer Konzentrationen erfolgt anhand von Eisbohrkernen in der Antarktis und Grönland. Seit 1958 wird CO_2 auf dem Mauna Loa (Hawaii) kontinuierlich gemessen.

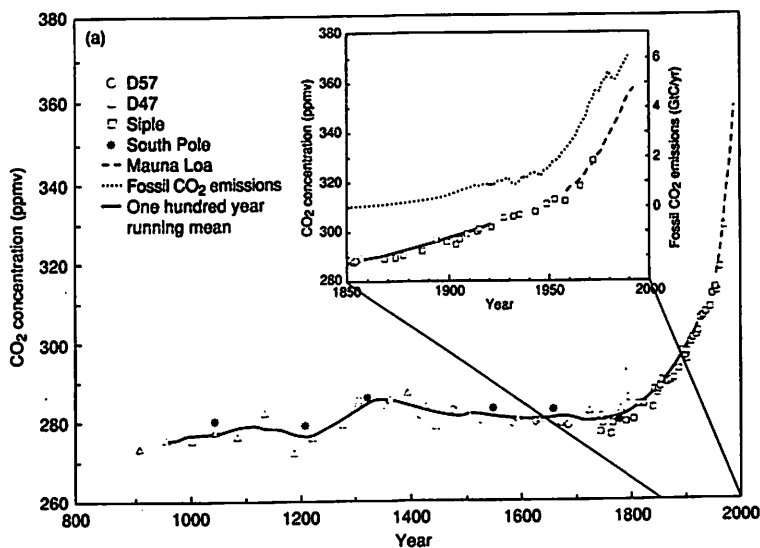


Fig. 3. CO_2 -Konzentrationen der letzten 1000 Jahre von Eisbohrkernen in der Antarktis und seit 1958 von der Meßstation auf dem Mauna Loa, Hawaii. Die geglättete Kurve ist ein 100jähriges gleitendes Mittel (Quelle: HOUGHTON et al. 1996).

Szenarien der zukünftigen Entwicklung der Treibhausgasemissionen und ihrer atmosphärischen Konzentration basieren auf Modellrechnungen des IPCC. Die aktuellen Emissionsszenarien werden IS92a-f genannt (Fig. 4). Sie basieren auf Schätzungen zur demographischen Entwicklung, dem Wirtschaftswachstum, den Energiequellen und politischen Entscheidungen bezüglich Emissionen. IS92a ist das am häufigsten verwendete Emissionsszenario und ähnelt dem älteren IPCC Szenario A (business as

usual). Es basiert auf mittleren Werten mit einer Weltbevölkerung von $11.3 \cdot 10^9$ Menschen im Jahr 2100, einem Wirtschaftswachstum von 2.3 % in der Periode 1990-2100 und den Hauptenergieträgern Erdöl und Erdgas. Es gibt lediglich geringe politische Anstrengungen zur Reduzierung von Emissionen (HOUGHTON et al. 1992). Als Beispiel ist in Tabelle 2 der Konzentrationsanstieg von drei Treibhausgasen nach IS92a aufgeführt.

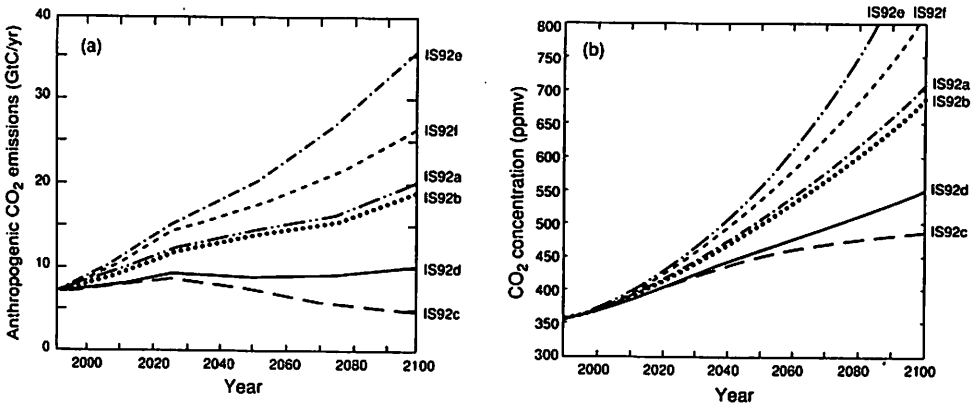


Fig. 4. a) Gesamte anthropogene CO₂-Emissionen der IS92 Emissionsszenarien des IPCC, b) daraus resultierende CO₂-Konzentrationen nach dem „Bern“-Kohlenstoffkreislaufmodell und dem Kohlenstoffhaushalt 1980-1989 (Quelle: HOUGHTON et al. 1996).

Tabelle 2. Entwicklung der Konzentration von CO₂, CH₄ und N₂O (Daten aus HOUGHTON et al. 1996).

Zeit	CO ₂	CH ₄	N ₂ O
vorindustriell	280 ppm	0.7 ppm	275 ppb
1994	358 ppm	1.72 ppm	312 ppb
2100 (IS92a)	700 ppm	3.62 ppm	417 ppb

Neben den Treibhausgasen haben sich in den letzten Jahren Aerosole in der Troposphäre als wirkungsvolle Atmosphärenbestandteile und als wichtig für das zukünftige Klima erwiesen (MITCHELL et al. 1995). Aerosolquellen sind Vulkanausbrüche, Winderosion in Trockengebieten, Verbrennung von Biomasse sowie marine und industrielle Emissionen (HULME 1996). Obwohl mehr als 90 % der Aerosol- und Vorläuferemissionen in die Atmosphäre natürlichen Ursprungs sind, kommt der wesentliche optische Effekt in der Troposphäre von anthropogenen Aerosolen, allen voran dem Sulfat, dessen Entstehung auf Schwefeldioxidemissionen (SO₂) zurückgeht (JONAS et al. 1996). Sulfataerosole beeinflussen durch zwei Effekte den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Der direkte Effekt ist eine Verminderung der Sonneneinstrahlung durch Streuungs- und Absorptionsprozesse. Der sogenannte indirekte Effekt ist der Einfluß

von Aerosolen auf die optischen Eigenschaften und die Lebenszeit von Wolken (Funktion als Kondensationskeime, Veränderung der Tropfengrößenverteilung der Wolken) (JONAS et al. 1996). Dies hat Einfluß auf die optische Dicke der Wolken und ihre Albedo, beeinflusst also auch den Strahlungshaushalt der Erde. Der indirekte Effekt ist im Detail und quantitativ noch nicht gut verstanden.

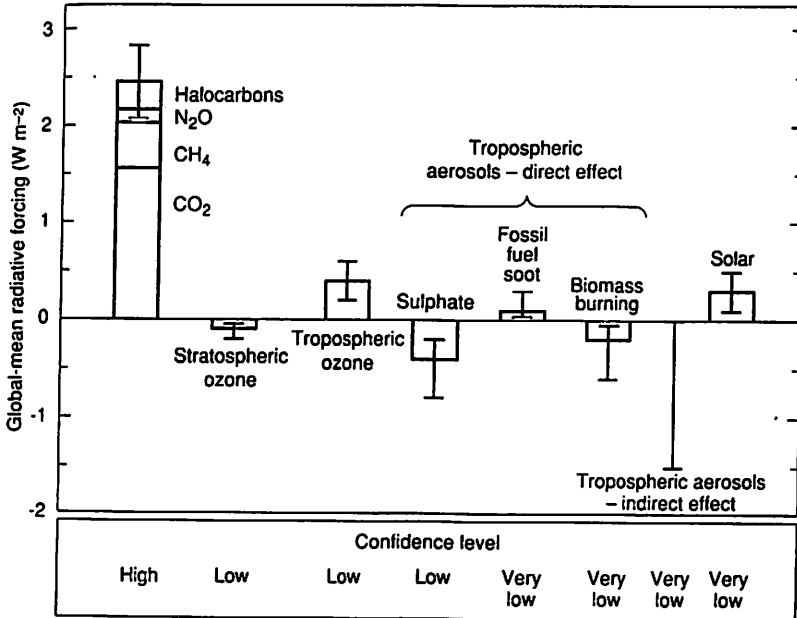


Fig. 5. Schätzung des global und über das Jahr gemittelten anthropogenen Strahlungsantriebs (in W m^{-2}), wie er sich durch Konzentrationsänderungen der Treibhausgase und Aerosole von der präindustriellen Zeit bis 1992 und durch natürliche Schwankungen der Solarstrahlung von 1850 bis 1992 ergibt. Die Höhe der Rechtecke gibt eine mittlere Schätzung des Antriebs an, während die Fehlerbalken den geschätzten Unsicherheitsbereich, basierend auf publizierten Daten, markieren (Quelle: SHINE et al. 1996).

CO_2 hat eine lange Verweildauer in der Atmosphäre (Jahre), was eine gute Durchmischung ermöglicht und globale Effekte verursacht. Dagegen beträgt die durchschnittliche Verweildauer des Sulfataerosols in der Troposphäre wegen Auswaschung durch Niederschlag und anderen Prozessen nur ungefähr eine Woche, was die Effekte regional begrenzt (TRENBERTH 1996). Abgesehen von der Notwendigkeit, die Sulfataerosolkonzentration zu kennen, ist auch die Größenverteilung der Aerosole und deren chemische Zusammensetzung von Bedeutung (JONAS et al. 1996). Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß der Einfluß der Aerosole auf den Strahlungshaushalt noch mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Der IPCC gibt für den direkten Effekt des Sulfataerosols den zentralen Wert von -0.4 W m^{-2} an (-0.2 bis -0.8 W m^{-2}) (SHINE et al. 1996). Der Effekt ist am Tag und im Sommer am größten. Einen Überblick über den

genden physikalischen Gleichungen beschreiben die Bewegung von Wärme, Impuls, Feuchtigkeit und Salzgehalt (nur Ozeane) durch die horizontalen und vertikalen Dimensionen des jeweiligen Modells (VINER & HULME 1994, CUBASCH et al. 1995a), wie es in Fig. 6 angedeutet ist. Die zeitliche Auflösung liegt in der Größenordnung von Minuten oder Stunden.

Tabelle 3. Typische horizontale Auflösungen spektraler atmosphärischer Zirkulationsmodelle. Aufgrund der breitenabhängigen Meridiangitterabstände sind die Angaben in Kilometer als Durchschnittswerte zu sehen.

	T21	T42	T63	T106
in Grad Gauss	5.6° x 5.6°	2.8° x 2.8°	1.9° x 1.9°	1.1° x 1.1°
ca. km x km	500 x 500 km	200 x 200 km	170 x 170 km	100 x 100 km

Die horizontale Auflösung ist ein wesentliches Charakteristikum der unterschiedlichen GCM-Generationen und stark von der Entwicklung entsprechender Rechnerleistung abhängig. Ein Problem der geringen GCM-Auflösung ist die Repräsentation von Orographie und Land-Meer-Konturen (Fig. 1 und 7). Dieser Sachverhalt kann sich in fehlerhaften Regionalergebnissen, aber auch ungenügender Simulation der globalen Zirkulation niederschlagen. In diesem Zusammenhang weisen CUBASCH et al. (1995a) darauf hin, daß GCM-Simulationen häufig mit Auflösungen von T21 oder T42 berechnet und geglättet geplottet werden, während ihnen andererseits Landkonturen höchster Auflösung unterlegt werden. Somit ergibt sich beim Betrachter der Eindruck regional detaillierter Kenntnisse, die in dieser Art nicht existieren.

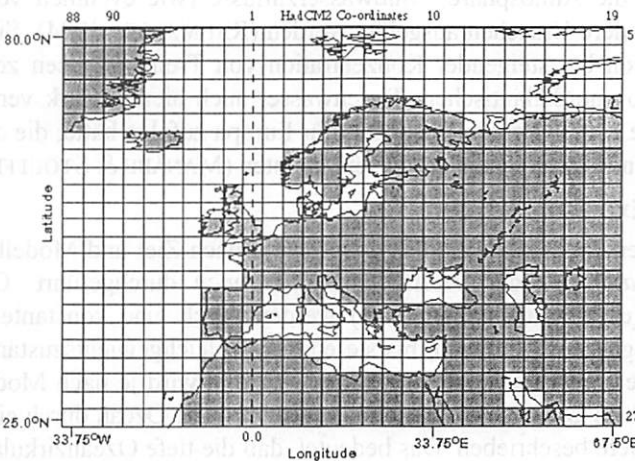


Fig. 7. Land-Meer-Konturen im Bereich des Nordatlantik und Europas im neuesten GCM des Hadley Centre mit Gitterabständen von $2.5^\circ \times 3.75^\circ$ (Quelle: WWW-Seite des Hadley Centre). Die grauen Flächen stellen die dem GCM bekannte Landoberfläche dar. Eine ähnliche Darstellung für das bei ECHAM4 verwendete spektrale Modell T42 wurde bereits in Fig. 1 vorgestellt.

Ein wesentliches Problem der Verbesserung der räumlichen Auflösung von GCMs ist, daß die Rechenzeit mit der dritten Potenz der Auflösung steigt. Eine Verdopplung der horizontalen Auflösung bringt also eine Verachtfachung der Rechenzeit mit sich (CUBASCH et al. 1996). Als Anhaltspunkt für den Rechenaufwand kann gesagt werden, daß ein GCM mit T42 am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) auf der CRAY C916 für die Simulation eines Monats 3 Stunden Rechenzeit benötigt. Dabei entfallen ca. 75 % auf die atmosphärische Komponente (freundliche mündliche Mitt. Arno Hellbach, 1996). Dies ergibt für die Simulation von 100 Modelljahren eine theoretische Rechenzeit von 150 Tagen.

Prozesse in Skalenbereichen unterhalb der GCM-Auflösung müssen durch unterschiedliche Methoden parametrisiert werden. Beispiele typischer subskaliger Prozesse sind die Wolken- und Niederschlagsbildung (CUBASCH et al. 1995a, TRENBERTH 1996).

Die Wärmekapazität der Atmosphäre ist so groß wie die einer 3.2 m mächtigen Schicht der Ozeane, wobei die Ozeane eine durchschnittliche Tiefe von 3800 m haben (TRENBERTH 1996). Der Ozean stellt vor allem aufgrund dieser Tatsache ein Klimagedächtnis dar und bringt eine große Trägheit in das Klimasystem ein. Für die Klimamodellierung ist deshalb die Kenntnis der Austauschprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre und der internen Ozeanzirkulation wichtig. Ein häufig angeführtes Beispiel für die Beeinflussung des Klimas, zumindest der mittleren nördlichen Breiten, ist die Produktion des nordatlantischen Tiefenwassers in einer mächtigen Konvektionszelle, die in der Vergangenheit starken Veränderungen unterlag. Abrupte Klimaänderungen wie etwa die jüngere Dryas werden in Zusammenhang mit Änderungen dieser nordatlantischen Thermohaline diskutiert (ANDERSON 1997). Diese Veränderungen können durch die Atmosphäre, Süßwasserzuflüsse (wie eventuell vor der jüngeren Dryas) oder andere Ursachen ausgelöst werden (RAHMSTORF 1994). Simulationen der Ozeanzirkulation bei steigender Konzentration von Treibhausgasen zeigen, daß sich die Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser auch hierbei stark verändern könnte, was erhebliche Klimavariationen speziell für Europa zufolge hätte, die der allgemeinen Erwärmungstendenz entgegengesetzt sein könnten (MANABE & STOUFFER 1993).

3.3 GCM-Experimenttypen

Mit allgemeinen Zirkulationsmodellen werden je nach Ziel und Modellaufbau *Gleichgewichtssimulationen* oder *transiente Simulationen* durchgeführt. Gleichgewichtssimulationen (equilibrium experiments) werden durch eine konstante Konzentration von Treibhausgasen angetrieben, bis sie eine Art Gleichgewichtszustand erreichen, in dem stabile Bedingungen herrschen. Dieser Zustand wird je nach Modell nach 10-40 Jahren erreicht. In Gleichgewichtssimulationen wird der Ozean durch ein Ozeanmodell mit geringer Tiefe beschrieben. Das bedeutet, daß die tiefe Ozeanzirkulation und deren Einfluß auf das Klima nicht berücksichtigt werden kann. Simulationen einer möglichen Klimaänderung durch zunehmende Treibhausgase werden durch eine Verdopplung oder Verdreifachung der Treibhausgaskonzentration im Modell berechnet. Die Differenz zwischen der Gleichgewichtssimulation mit heutiger und einer Modellvariante mit erhöhter Treibhausgaskonzentration gibt den Einfluß des verstärkten Treibhauseffekts wieder.

Bei transienten (zeitabhängigen) Simulationen wird keine abrupte Änderung der Treibhausgaskonzentration der Atmosphäre angenommen, sondern ein realistischerer, zeitabhängiger Anstieg wie in Fig. 4b dargestellt. Bei transienten Simulationen muß der Ozean einschließlich der tiefen Ozeanzirkulation dreidimensional modelliert werden. In global gekoppelten Ozean-Atmosphären-GCMs können Energieflüsse zwischen Land, Ozean und Atmosphäre besser beschrieben werden als in Gleichgewichtssimulationen. Allerdings erfordert dies auch aufwendigere Programme und mehr Rechenzeit.

Transiente Simulationen in voll gekoppelte GCMs werden erst seit wenigen Jahren erfolgreich durchgeführt. In vorliegender Arbeit wurde mit der 2. Generation des britischen Hadley Centre Coupled Model (HadCM2) und dem deutschen, am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelten, European Centre Hamburg Model (ECHAM4) gekoppelt mit einem Ozeanzirkulationsmodell mit isopyknischem Gitter (OPYC3) gearbeitet. Deshalb sind in Tabelle 4 einige Charakteristika dieser GCMs zusammengestellt. Für Details und weitergehende Erläuterungen der Modellphysik, der Parametrisierungen und des Modellaufbaus wird auf die einschlägige Literatur verwiesen (JOHNS et al. 1997, ROECKNER et al. 1996a,b). Weitere Angaben werden bei den Anwendungen in Kapitel 5 gemacht.

Tabelle 4. Charakteristika der transienten, gekoppelten GCMs HadCM2 und ECHAM4/OPYC3. AGCM steht für die Atmosphären- und OGCM für die Ozean-komponente des gekoppelten Modells. IS92a bzw. die Aktualisierung IS95a ist das wahrscheinlichste Emissionsszenario des IPCC (HOUGHTON et al. 1992) und dem früheren als 'business-as-usual' bekannten Szenario A sehr ähnlich.

	ECHAM4/OPYC3	HadCM2
Horizontale Auflösung AGCM	T42	2.5° x 3.75°
Horizontale Auflösung OGCM	2.8° bis 0.5° (Äquator)	2.5° x 3.75°
Gitterschichten AGCM/OGCM	19/11	20/19
Flußkorrektur	Jahresmittel	saisonal
Spurengase	CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, 16 FCKWs, verschiedene Aerosole	CO ₂ -Äquivalent, Sulfataerosol
Emissionsszenario	IS92a/IS95a	IS92a
Integrations-Intervalle AGCM	24 min Dynamik und Physik	30 min
	2 h Strahlung	3 h Strahlung
Literatur	ROECKNER et al. (1996a, b)	JOHNS et al. (1997)

3.4 Modellbewertung

Ein Ziel der Klimamodelle im Kontrolllauf mit konstanten heutigen Treibhausgaskonzentrationen ist eine möglichst gute Reproduktion des beobachteten Klimas hinsichtlich der Mittelwerte und verschiedener Maße der Variabilität. Eine Bewertung erfolgt anhand verschiedenster Parameter wie zum Beispiel Druckmuster, relative Topographien, Lufttemperatur, Niederschlag, Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung. In vorliegender Arbeit interessiert insbesondere der Niederschlag. Hier sind im regionalen Maßstabbereich die Differenzen zwischen interpolierten Niederschlagswerten aus GCM-Gitterpunkten und Beobachtungen in bezug auf Summen und Jahresgänge zum Teil sehr groß (CUBASCH et al. 1996, von STORCH et al. 1993).

Weitere Schwachstellen von Klimamodellen werden stichpunktartig angeführt. GCMs sind sehr sensitiv gegenüber den verwendeten *Anfangsbedingungen* der Ozeane und den Treibhausgaskonzentrationen. Eine Bewertung dieses Effektes für Klimaprojektionen ist schwierig. Die Geschwindigkeit des globalen Temperaturanstiegs in den Anfangsjahren der Simulation wird in gekoppelter GCMs unterschätzt (*Kaltstart*). In diesen gekoppelten GCMs kommt es zudem zum Phänomen der Klimadrift. Um die Drift zu verhindern, wird die *Flußkorrektur* (flux correction oder flux adjustment) eingesetzt, die nicht physikalisch begründet ist. Die Abbildung von *Rückkopplungsmechanismen* in GCMs ist bisher nicht zufriedenstellend gelöst. Noch kaum verstanden sind etwa die Wechselwirkungen zwischen dem bodennahen Strahlungshaushalt und den Wolken. Einerseits tragen Wolken durch Behinderung der langwelligen Ausstrahlung zum Treibhauseffekt bei, andererseits blockieren sie die Sonneneinstrahlung. Weitergehende Darstellungen dieser Sachverhalte sind in CUBASCH et al. (1995a) und TRENBERTH (1996) zusammengestellt.

Trotz genannter Probleme sind GCMs derzeit die plausibelsten Ansätze für die Modellierung einer durch den Treibhauseffekt bedingten Klimaänderung, da sie weitgehend auf physikalischen Grundannahmen und Gesetzen beruhen (TRENBERTH 1997). GCMs sind in der Lage, die globale Zirkulation recht gut zu reproduzieren. Für regionale und lokale Anwendungen ist eine Nachbearbeitung der Daten in Form eines Downscaling (Skalentransformierung) allerdings unumgänglich (CUBASCH et al. 1996). Dieses Vorgehen wird im nächsten Kapitel erläutert.

4 Methoden

4.1 Downscaling von GCM-Simulationen

Der primäre Grund für die Anwendung von Downscaling-Techniken ist, wie im vorhergehenden Kapitel erläutert, die geringe horizontale Auflösung von GCMs. Mit der jetzigen und sicherlich auch nächsten Generation von GCMs lassen sich deshalb keine regionalen Szenarien für Niederschlag erstellen. Diese sind aber unabdingbar für die Untersuchung der Auswirkungen von Klimaänderungen (climate change impact) auf kleinskalige Prozesse, wie etwa die zukünftige klimatische Auslösung von Massenbewegungen. Einen Ausweg aus diesem Dilemma bieten die genannten Downscaling-Techniken. Der im deutschen Sprachgebrauch häufig verwendete Begriff Regionalisierung ist nicht scharf genug. Er wird z.B. in der Geomorphologie und Hydrologie sowohl für Skalenübergänge vom Punkt in die Fläche, von größeren auf kleinere Skalen als auch für die Übertragung von Methoden und Modellen auf andere Regionen desselben Skalenbereichs gebraucht (vgl. KLEEBERG 1992). Downscaling dagegen beschreibt einen Ansatz, bei dem Informationen über einen Prozeß oder Zustand charakteristischer Größenordnung von einem anderen Prozeß oder Zustand höherer Größenordnung gewonnen wird. Wenn die Übertragungsfunktion zwischen diesen Prozessen befriedigend ist, was durch Meßdaten validiert wird, kann sie zur Vorhersage des kleinräumigen Prozesses auf Basis des großräumigen Prozesses verwendet werden. CUBASCH et al. (1996) nennen zwei Voraussetzungen, auf denen das Downscaling zukünftiger lokaler Klimaszenarien aufbaut:

- GCMs sind erfolgreich darin, die globale Zirkulation und den großräumigen Zustand der Atmosphäre zu simulieren. Dies gilt, obwohl sie regionale und lokale Details des Klimas nicht reproduzieren können.
- Regionale Aspekte atmosphärischer Zustände sind das Ergebnis des Zusammenspiels zwischen großräumigen Wetterbedingungen und regionalen Details, wie Topographie, Land - und Meerverteilung, Vegetation, Bodennutzung etc.

Für das Downscaling werden Skalen und Variablen der atmosphärischen Zirkulation herangezogen, da sie in GCMs besonders gut reproduziert werden (ROBINSON & FINKELSTEIN 1994). Das Vorgehen kann allgemein folgendermaßen zusammengefaßt werden (nach HEYEN et al. 1996 und ZORITA & von STORCH 1998):

1. Lokalen Zielparameter R definieren.
2. Auffinden eines großräumigen Parameters L, der den lokalen Parameter R kontrolliert. Wenn das Ziel ein Szenario für R in Klimaexperimenten ist, sollte L von GCMs gut simuliert werden.
3. Herstellen einer statistischen Beziehung zwischen R und L in der Form

$$R = F(L, \alpha) + \varepsilon \quad (\text{Gleichung 3}).$$

Dabei ist α ein Vektor unbekannter, stochastischer Parameter ($\alpha_1 \dots \alpha_m$) und ε repräsentiert den Anteil von R, der nicht von der Funktion F beschrieben wird. Mit Beobachtungsreihen von R und L wird die Funktion so gefittet, daß der Fehler minimiert wird

$$\|\varepsilon\| = \|R - F(L, \alpha)\| = \min. \quad (\text{Gleichung 4}).$$

4. Validierung dieser Beziehung mit unabhängigen Daten.
5. Ist die Beziehung bestätigt, kann L aus GCM-Experimenten verwendet werden, um R zu schätzen.

Downscaling wird dementsprechend in Form eines Postprozessors zu den GCM-Experimenten eingesetzt, um regionale und lokale Details der Klimaänderung zu simulieren. Dies ist in Fig. 8 verdeutlicht.

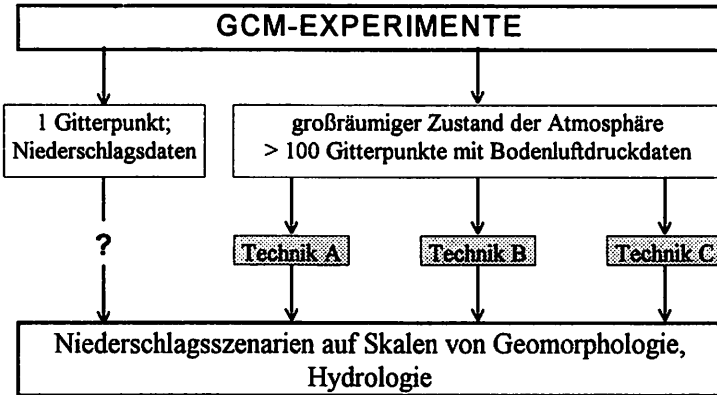


Fig. 8. Verbindung zwischen GCM und geomorphologischen bzw. hydrologischen Skalenbereichen. Techniken A-C stehen für verschiedene Downscaling-Ansätze für lokalen Niederschlag, die alle auf dem großräumigen Zustand der Atmosphäre beruhen. Niederschlagsdaten von einem oder wenigen Gitterpunkten des GCM sollten nicht direkt lokal angewendet werden.

Abgesehen von der einfachen Interpolation von GCM-Gitterpunkten gibt es, wie in Fig. 8 mit Technik A-C angedeutet, zahlreiche Varianten, die noch vorgestellt werden. Zunächst wird die physikalische Idee, die hinter dem Downscaling steht, am Beispiel der nordatlantischen Zirkulation erläutert.

4.1.1 Physikalischer Hintergrund

Um das Prinzip des statistischen Downscaling zu verdeutlichen, wird, als Beispiel eines klimawirksamen, großräumigen Phänomens der atmosphärischen Zirkulation, die nordatlantische Oszillation (NAO) eingeführt. Als NAO wird die Variation des meridionalen Druckgradienten über dem Nordatlantik von Jahr zu Jahr bezeichnet. Sie wird über den NAO-Index erfasst, der als die Differenz des normalisierten Bodenluftdrucks im Winter (DJF, Dezember-Januar-Februar) zwischen Lissabon (Portugal 38.8°N, 9.1°W) und Stykkisholmur (Island, 65.1°N, 22.7°W) (HURREL 1995) oder zwischen Ponta Delgadas (Azoren 38°N, 28°W) und Akureyri (Island 66°N, 18°W) (LAMB & PEPPLER 1987) definiert ist. Situationen mit positiven Indexwerten bedingen eine überdurchschnittliche Stärke der Westwinde über den

Nordatlantik nach Europa (HURREL 1995). Der NAO-Index ist mit Winterniederschlag küstennaher Stationen in Marokko (LAMB & PEPPLER 1987) sowie der Iberischen Halbinsel (ZORITA et al. 1992) negativ korreliert. Dagegen werden bei hohem NAO-Index in Nordeuropa und Skandinavien positive winterliche Niederschlagsanomalien beobachtet (HURREL 1995, HURREL & VAN LOON 1997). Weitere enge Zusammenhänge bestehen mit der Lufttemperatur und den Zugbahnen atlantischer Zyklonen, wie in HURREL & van LOON (1997) gezeigt wird. Derartige empirische Relationen sind der Ausgangspunkt der meisten Downscaling-Ansätze. Die NAO kann bildhaft das Verständnis von Downscaling-Methoden für Europa erleichtern, in denen die großräumige atmosphärische Konstellation über dem östlichen Nordatlantik das lokale Klima zu einem großen Teil bedingt.

4.1.2 Datengrundlage für Downscaling-Techniken

Viele Downscaling-Techniken nutzen als großräumige Variablen den Bodenluftdruck sowie geopotentielle Höhen oder Temperaturen verschiedener Druckflächen. Diese Variablen werden in GCMs mit ausreichender Qualität simuliert und stehen in engem Zusammenhang mit lokalen Klimaparametern. Von Meßwerten dieser Variablen werden globale bzw. hemisphärische Analysen zum Beispiel vom U.S. National Center of Environmental Prediction (NCEP, vormals National Meteorological Center, NMC) und dem European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) erstellt (TRENBERTH 1995, TRENBERTH & PAOLINO 1980). Am DKRZ sind tägliche und monatliche Daten einer Vielzahl von Variablen auf 5°-Gitter interpoliert gespeichert und nutzbar. Von den Variablen, die in den folgenden Techniken Verwendung finden, sei der Bodenluftdruck, der seit 1899 für die Bereiche 15-85°N, sowie die geopotentielle Höhe des 500 hPa Niveaus, die seit 1946 für Bereiche nördlich 20°N verfügbar ist, erwähnt.

4.1.3 Downscaling-Techniken

Im folgenden werden einige Downscaling-Techniken knapp erläutert. Dabei wird eine Grobunterscheidung in dynamische und empirisch-statistische Verfahren vorgenommen. Die dynamischen Verfahren werden nicht immer als Downscaling bezeichnet, während die empirisch-statistischen Verfahren häufig als eigentliches Downscaling gelten. Detailliertere Übersichten bieten HEWITSON & CRANE (1996), WILBY & WIGLEY (1997) und ZORITA & von STORCH (1998).

4.1.3.1 *Dynamische Verfahren*

a) Regionale Klimamodelle

Die zugrundeliegende Annahme ist, daß die großräumige Zirkulation der Atmosphäre durch ein GCM korrekt wiedergegeben wird. Das regionale Klimamodell dagegen beschreibt den Effekt von subskaligen Antrieben wie z.B. große Wasserkörper, Orographie und Vegetation. Die Simulation der großräumigen Zirkulation im GCM dient als Antrieb für das regionale Klimamodell, das einen kleinen Ausschnitt der Erde erfaßt und in das GCM eingebettet (nested) ist (GIORGI 1990). Regionale Details der Niederschlags- und Temperaturverteilung werden von regionalen Klimamodellen realistischer simuliert als von den antreibenden GCMs. Allerdings ist diese

Modellierung sehr rechenzeitintensiv (GIORGI 1990). Deshalb werden von regionalen Klimamodellen selten Zeitreihen von mehr als 5 Jahren simuliert. Dies schränkt die statistische Aussagekraft für Klimafolgenbewertungen erheblich ein. FREY-BUNESS (1993) und FREY-BUNESS et al. (1995) entwickelten ein Verfahren, das auf der statistischen Kopplung globaler und regionaler Modellsimulationen beruht, anstatt eben beschriebene physikalische Einbettung zu verwenden, was in bezug auf Rechenzeit wesentlich effizienter ist.

Anzumerken ist schlußendlich, daß auch für die Anwendung von regionalen Klimamodellen auf lokale Fragestellungen ein empirisch-statistisches Downscaling notwendig wäre, da die gelieferte horizontale Auflösung von ca. 50 km noch zu grob für viele Fragestellungen ist. Allerdings dürfte aufgrund ihrer physikalischen Basierung die mittelfristige Zukunft regionaler Klimaszenarien bei den regionalen Klimamodellen liegen.

b) Zeitscheibenexperimente

Bei den Zeitscheibenexperimenten (time slice experiments) wird die Verteilung von Meereis und Meeresoberflächentemperatur nicht im Klimamodell berechnet, sondern von geringer auflösenden transienten Simulationen übernommen. Diese Werte werden für das hochauflösende Atmosphärenmodell (z.B. T106) als untere Randbedingungen betrachtet. Mit Zeitscheibenexperimenten können detaillierte Strukturen wie Hurrikane oder der Einfluß von Gebirgskörpern simuliert werden. Ein weiterer Vorteil gegenüber gekoppelten GCMs ist, daß lange Zeitreihen eines bestimmten, durch die Verteilung von Meereis und Ozeantemperatur definierten, Klimazustandes simuliert werden können, wodurch die statistische Aussagekraft verbessert wird (CUBASCH et al. 1995b). Ähnlich wie bei den regionalen Klimamodellen müßten auch Ergebnisse der Zeitscheibenexperimente für Punktaussagen noch durch ein statistisches Downscaling ergänzt werden.

c) Subskalige Parametrisierung (subgrid parameterization)

Wie in Kapitel 3 erläutert, müssen Prozesse der Niederschlagsbildung in GCMs parametrisiert werden, die darüberhinaus unter mangelnder Darstellung der tatsächlichen Orographie leiden. RUBY LEUNG & GHAN (1995) stellen eine Methode vor, mit der orographischer Niederschlag in globalen Modellen unter Verwendung einer subskaligen Parametrisierung besser dargestellt werden kann. Ein verbessertes Höhenmodell, das Höhenvariabilität innerhalb eines Gitterpunktes repräsentiert, ein Strömungsmodell und ein thermodynamisches Modell werden eingesetzt, um den Einfluß der Topographie auf Wolken, Niederschlag und Oberflächenhydrologie simulieren zu können. Trotz physikalischer Basierung hat diese Methode Rechenzeitvorteile gegenüber dynamisch eingebetteten regionalen Klimamodellen, ist aber doch wesentlich aufwendiger als ein rein empirisch-statistisches Downscaling.

4.1.3.2 Empirisch-statistische Verfahren

Empirisch gefundene Zusammenhänge zwischen Feldern des großräumigen Klimazustands und lokalen Zeitreihen können als Basis für statistische Downscaling-Techniken dienen. Als großräumige Variable wird häufig der Bodenluftdruck oder die

geopotentielle Höhe des 500 hPa oder 700 hPa Niveaus herangezogen. Es kommen aber auch großräumige Temperaturfelder oder komplexere Größen wie der geostrophische Wind zum Einsatz. Beobachtete lokale Zeitreihen der nachfolgend zu simulierenden Parameter müssen in ausreichender Länge (möglichst länger als 40 Jahre) vorliegen. Sie dienen zusammen mit den großräumigen Variablen zum erstellen, kalibrieren und validieren des statistischen Zusammenhangs, vgl. Gleichung 3. Eine wichtige Annahme des empirisch-statistischen Ansatzes besagt, daß die Beziehung zwischen großräumigem Zustand der Atmosphäre und lokalem Klima, die für Beobachtungsdaten gefunden wird, auch unter Bedingungen einer Klimaänderung gilt, also stationär sein muß.

Ein wesentlicher Vorteil der empirisch-statistischen Ansätze ist ihr geringer Rechenaufwand. Nachteilig ist, daß der dynamische Aspekt des Klimas nicht adäquat berücksichtigt werden kann.

a) Klassifikationsmethoden

Eine Idee der Klassifikation geht auf die langjährige Erfassung der Großwetterlagen in Deutschland nach Hess-Brezowski (GERSTENGARBE & WERNER 1993) und in Großbritannien nach LAMB (1972) zurück, die seit 1881/1861 kontinuierlich erfolgen. Die lokalen Klimatelemente werden, empirisch-statistisch basiert, auf die einzelnen Großwetterlagen konditioniert. Andere Ansätze wenden Classification and Regression Trees (CART)-Analysen und andere Verfahren an. Beispiele von Klassifikationsmethoden als Downscaling-Technik sind in BARDOSSY & PLATE (1992), WILBY et al. (1995), HAY et al. (1992), HUGHES et al. (1993) und ZORITA et al. (1995) zu finden. Die Analog-Technik, die unten näher beschrieben wird, kann als eine extreme Form der Klassifikation bezeichnet werden.

b) Regressionsmodelle

Als Beispiele für Regressionsmodelle können die unten beschriebene kanonische Korrelationsanalyse (von STORCH et al. 1993) und ein weiterentwickeltes Expanded Downscaling (BÜRGER 1996) genannt werden. Expanded Downscaling ist ein empirisch-statistisches Regressionsmodell, das darauf abzielt, die – für Klimaimpaktmodelle wichtige – lokale Variabilität des Klimas realistisch zu simulieren. Während z.B. bei der kanonischen Korrelationsanalyse (CCA) die Korrelation zwischen groß- und kleinräumigen Parametern durch Fehlerminimierung maximiert wird, kommt bei Expanded Downscaling als weitere Bedingung die Erhaltung der Kovarianz des lokalen Parameters dazu (BÜRGER 1996). Der Preis dafür ist eine niedrigere Korrelation.

c) Künstliche Neuronale Netze

Eine im Bereich Downscaling relativ neue Technik, die den multiplen Regressionsmodellen ähnlich ist, allerdings nichtlineare Eigenschaften aufweist und gut für Beziehungen zwischen verrauschten Daten ist, sind künstliche Neuronale Netze (HEWITSON & CRANE 1996). Diese lernen die Beziehung zwischen großskaligen und kleinskaligen Prozessen an einer Fit-Periode und können sie auf unabhängige Daten anwenden. Dies wird z.B. in HEWITSON & CRANE (1996) beschrieben.

4.1.4 Auswahl der Downscaling-Technik

In der vorliegenden Arbeit erfolgte die Auswahl der benutzten Techniken aufgrund unterschiedlicher Sachverhalte:

- Räumliche Auflösung der berechenbaren und benötigten Daten
- Zeitliche Auflösung
- Jahreszeit der Auslösung/Bewegung
- Rechenaufwand
- Datenaufwand

Die zeitliche Auflösung von Downscaling-Technik und Modell der betreffenden Massenbewegung sollten möglichst übereinstimmen. Falls eine spezielle Massenbewegung vorwiegend in einer bestimmten Jahreszeit ausgelöst wird, sollte auch das Downscaling-Modell für diese Jahreszeit gute Ergebnisse liefern. Der Rechen- und Datenaufwand sollte möglichst klein sein, um mit PC oder Workstation schnell Szenarien unterschiedlicher Art erstellen zu können. Hierzu zählt auch ein möglichst geringer Kalibrierungsaufwand. Wenn es sich um physikalisch basierte Ansätze handelt, muß generell mit höherem Datenumfang und Rechenzeit kalkuliert werden. Zudem sind zahlreiche Daten häufig schwer erhältlich. Tabelle 5 stellt die entsprechenden Charakteristika verschiedener Downscaling-Techniken dar.

Tabelle 5. Charakteristika von vier Downscaling-Ansätzen. CCA= kanonische Korrelationsanalyse nach von STORCH et al. (1993), EDS= Expanded Downscaling nach BÜRGER (1996), ANALOG= Analog-Technik nach ZORITA et al. (1995).

	Dynamisch	CCA	EDS	ANALOG
Räumliche Auflösung	Gitter mit ca. 50x50 km	einzelne Stationen	einzelne Stationen	einzelne Stationen
Höchste zeitliche Auflösung	variabel, täglich	variabel, häufig monatlich	täglich	täglich
Rechenzeit und Datenmenge	hoch	gering	gering	gering
Physikalische Details nötig	ja	nein	nein	nein
Kalibrierung	hoch	niedrig	mittel	niedrig

Für die vorliegende Arbeit wurden entsprechend den obigen Überlegungen die kanonische Korrelationsanalyse (CCA) sowie die Analog-Technik ausgewählt (vgl. Abschnitt 5.1 und 5.2).

4.2 Downscaling mit linearer Regression (CCA)

Das erste verwendete Verfahren sucht nach linearen Korrelationen zwischen L (großräumige Variable) und R (hier lokaler Niederschlag). Wegen der lokal bedingten Variabilität von R kann nicht erwartet werden, daß mit L alle Details von R erklärt werden können. Ziel ist die Hauptsignale beider Parameter zu korrelieren. Das

Vorgehen folgt den Ausführungen von HEYEN et al. (1996) und von STORCH et al. (1993).

In einem ersten Schritt sollen die Signale möglichst gut vom Rauschen und Details einzelner Gitterpunkte getrennt werden. Als Standardtechnik kann die Analyse empirischer Orthogonalfunktionen (EOF-Analyse, in der Geographie als Hauptkomponentenanalyse bekannt) angewandt werden (WILKS 1995). Neben dem ursprünglichen Ziel der Signalfilterung wird bei der EOF-Analyse zusätzlich die Datenmenge erheblich verkleinert. Die zurückgehaltenen Signaldaten repräsentieren trotzdem einen großen Anteil der Variabilität der Originaldaten.

Die EOF-Analyse basiert auf der Varianz-Kovarianzmatrix der Beobachtungsdaten. In skalarer Schreibweise können die EOF-Koeffizienten für die Zeitreihe eines Feldes $x_k(t)$ mit K Gitterpunkten geschrieben werden als

$$u_m(t) = \sum_{k=1}^K e_{km} x'_k(t), \quad m=1, \dots, M \quad (\text{Gleichung 5}).$$

Hierbei steht u_m für die maximal M EOF-Koeffizienten, e_{km} ist die m -te EOF (oder Eigenvektor) der Daten und x'_k ist die Anomalie der Originalzeitreihe mit

$$x'_k(t) = x_k(t) - \bar{x}_k \quad (\text{Gleichung 6})$$

wobei \bar{x}_k der zeitliche Mittelwert ist.

Der m -te EOF-Koeffizient u_m ist die Projektion des Datenvektors x auf den m -ten Eigenvektor (EOF) e_m . Zu jeder EOF gehört der Eigenwert λ_m , der zugleich die erklärte Varianz des zugehörigen Eigenvektors angibt. Die EOFs sind nach der Größe der Eigenwerte sortiert. Die erste EOF hat den größten Eigenwert λ_1 , die 2. EOF den zweitgrößten und so weiter. Eine wichtige Eigenschaft der EOFs ist, daß sie per Definition untereinander unkorreliert sind, also senkrecht aufeinander stehen. Aufgrund dieser Orthogonalität können die Beiträge der EOFs zur erklärten Varianz aufsummiert werden und ergeben die gesamte erklärte Varianz der M zurückgehaltenen EOFs. In Fig. 9 sind die ersten 4 EOFs des Bodenluftdrucks (SLP) von 1960-89 im Winter (DJF) mit erklärter Varianz der jeweiligen EOFs geplottet. Zusammen erklären diese 4 Muster 89 % der Varianz des Bodenluftdruckfeldes im Winter.

Die erste EOF geplottet auf die Lage des ursprünglichen Datenfeldes zeigt ein physikalisch interpretierbares Muster, ähnlich gewöhnlichen meteorologischen Feldern. In diesem Fall ist der Druckgradient zwischen Azorenhoch und Islandtief die größte Quelle der Variabilität des Feldes. Eine Eigenschaft der EOF-Koeffizienten $u_m(t)$ ist, daß sie eine Zeitreihe mit genau der Länge der Originalreihe darstellen. Der Vergleich der Zeitreihe der 1. EOF aus Fig. 9 zeigt, daß diese der Zeitreihe des NAO-Index für DJF der gleichen Periode sehr nahe kommt (Fig. 10).

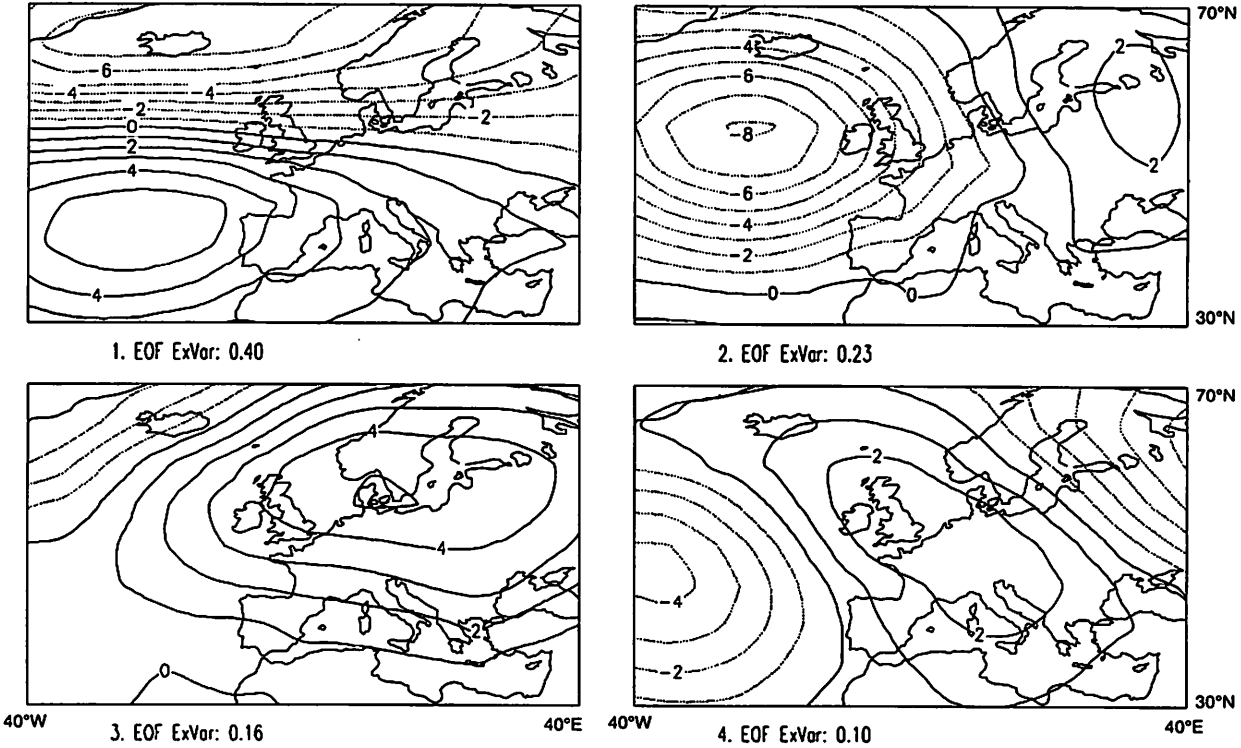


Fig. 9. Erste 4 EOFs des Bodendruckes (SLP) im Winter (DJF) 1960-1989. Die erklärte Varianz, jeweils unter der Grafik geplottet, beträgt für alle 4 EOFs zusammen 89 % der beobachteten Variabilität.

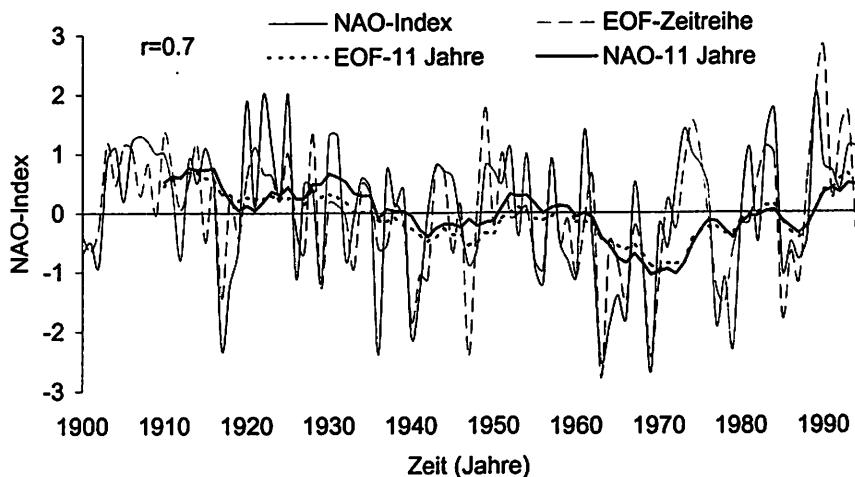


Fig. 10. Vergleich der Zeitreihe des 1. EOF-Koeffizienten des Bodenluftdrucks über dem Nordatlantik mit dem NAO-Index im Winter (DJF) 1900-1991. Die dicken Linien sind 11jährige gleitende Mittelwerte. (Quelle der NAO-Indexwerte: WWW-Seite von J.W. HURRELL).

Nach der Ausfilterung des Rauschens durch die EOF-Analyse wird nun für die resultierenden Signalunterräume (z.B. erste 4 EOFs und Zeitreihen des SLP sowie erste 4 EOFs und Zeitreihen des lokalen Niederschlags) eine kanonische Korrelationsanalyse (CCA) durchgeführt. Die CCA zerlegt die zwei simultan beobachteten multivariaten Datensätze in die CCA-Muster \bar{L} und \bar{R} und in die CCA-Zeitreihen \bar{l} und \bar{r} . $\bar{L} * l(t)$ repräsentiert einen großen Teil der Varianz des Prädiktors. $\bar{R} * r(t)$ repräsentiert die lokale Zeitreihe des Niederschlags mit Standardabweichung \bar{R} und einer normalisierten Zeitreihe \bar{r} . Die CCA sucht eine Linearkombination der Zeitreihe \bar{l} , die optimal mit einer Linearkombination der Zeitreihe \bar{r} korreliert ist. Im Gegensatz zur EOF-Analyse, bei der die gesuchten Muster die Varianz maximieren, werden bei der CCA die neuen Variablen so definiert, daß die Korrelation zwischen den jeweiligen CCA-Zeitreihen maximiert wird. Die CCA mit vorgeschalteter EOF-Analyse ermöglicht somit das Auffinden der optimalen Korrelation zwischen den Hauptkomponenten zweier Felder.

Nachdem die optimale Korrelation gefunden wurde, kann die Zeitreihe des lokalen Niederschlags R durch eine Regression von dem bekannten Prädiktor abgeleitet werden mit

$$\mathbf{R}_{reg} = \bar{R}^* I(t).$$

Weitere Details dieses Verfahrens sind in von STORCH (1995b) beschrieben.

Da die CCA-Korrelation bezüglich der verwendeten Stichprobe optimiert wird, muß bei der weiteren Verwendung als Regressionsmodell eine Validierung der Beziehung mit unabhängigen Daten erfolgen. Die Güte des Zusammenhangs zwischen SLP und lokalem Niederschlag kann bestimmt werden, indem das Regressionsmodell auf einen Zeitraum angewandt wird, für den unabhängige Beobachtungen existieren. Ein Nachteil ist dabei, daß nicht die Information der gesamten Datenreihe in das Modell eingehen kann. Eine Möglichkeit die vorhandene Datenmenge optimal zu nutzen und gleichzeitig die Güte zu bestimmen, bietet die Kreuzvalidation (MICHAELSEN 1987), die von HEYEN (1997) in ein Downscaling-Programm integriert wurde. Hierbei wird die Beobachtungsreihe mit n Elementen jeweils in zwei Perioden der Länge $n-1$ und 1 zerlegt. Mit den $n-1$ Elementen wird das Modell erstellt, das restliche Element wird geschätzt und mit dem Beobachtungswert verglichen. Diese Prozedur erfolgt schrittweise vorrückend bis n Modelle und n Schätzungen mit Testgüte vorliegen. Dies kann für die Stichprobe R_i und L_i mit $i=1,2,\dots,n$ als Kreuzvalidierung mit Schrittweite 1 folgendermaßen veranschaulicht werden:

Modell 1 ($L_1:L_{n-1}$; $R_1:R_{n-1}$),	von L_n auf R_n schliessen,
Modell 2 ($L_2:L_n$; $R_2:R_n$),	von L_1 auf R_1 schliessen,
⋮	⋮
Modell n ($L_n:L_{n-2}$; $R_n:R_{n-2}$),	von L_{n-1} auf R_{n-1} schliessen,

Aus den n geschätzten Werten und Testgüten können Durchschnittswerte der Korrelation und der erklärten Varianz berechnet werden. Die Kreuzvalidierung ermöglicht gleichzeitig sowohl die Nutzung der gesamten Datenreihe, deren Länge häufig für eine erfolgreiche Modellbildung limitierend ist, als auch einen Test mit unabhängigen Daten. Das Regressionsmodell wird anschließend über den gesamten Datensatz erstellt.

4.3 Downscaling mit Analog-Methode

Analogieschlüsse werden in den Geowissenschaften häufig eingesetzt. Sie bedeuten im Prinzip die Anwendung des Aktualismus-Prinzips (vgl. Abschnitt 1.4) auf Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft (SCHUMM 1991). Die hier vorgestellte Analogmethode ist eine relativ einfache Technik, die tägliche Klimaszenarien liefert (ZORITA & von STORCH 1998). In einem ersten Schritt wird mit der Fit- oder Trainingsperiode der großräumigen Variablen des Modells eine EOF-Analyse durchgeführt, um die Datenmenge zu reduzieren und Rauschen herauszufiltern. Dann wird Tag für Tag die Niederschlagsmenge und der simultan beobachtete großräumige Zustand erfaßt und in einem Katalog abgelegt. Nachfolgend wird der großräumige Zustand einer Zielperiode mit dem Katalog verglichen und nach analogen Situationen durchsucht. Die ähnlichste Situation wird als Analog genommen. Der dem Analog zugehörige Niederschlagswert wird sodann dem entsprechenden Tag der Zielperiode zugewiesen. Zielperioden

können Beobachtungsreihen der Variablen oder ein von GCMs simuliertes großräumiges Zirkulationsmuster sein.

Neben der schon erwähnten Annahme der Stationarität, beinhaltet die Methode zwei problematische Punkte. Der erste ist die Auswahl der Methode, nach denen Ähnlichkeit bestimmt wird (MARTIN et al. 1997). Der zweite ergibt sich daraus, daß die beobachtete Reihe so lange sein muß, daß immer ein vernünftiges Analog darin gefunden werden kann. Da die globale atmosphärische Zirkulation über sehr viele Freiheitsgrade verfügt, müßten bei globaler Betrachtung Beobachtungsreihen in der Größenordnung von 10^{30} Jahren vorliegen, um immer ein Analog ausreichender Güte finden zu können (van den DOOL et al. 1994). Für diese Studie kann die Zahl der Freiheitsgrade reduziert werden, denn:

1. In den Freiheitsgraden der globalen Zirkulation ist sehr viel Hintergrundrauschen enthalten, das durch eine geeignete Methode herausgefiltert werden kann. Wie oben bereits gesagt, wird hierfür bei der beschriebenen Analog-Technik eine EOF-Analyse durchgeführt;
2. Für regionale und lokale Klimaszenarien wird nicht die gesamte globale Zirkulation als Quelle für Anlogsituationen herangezogen, sondern ein wesentlich kleinerer Ausschnitt davon, der das regionale Klima maßgeblich antreibt. In vorliegender Arbeit wird mit dem Bereich $70^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{E}$ und $20^{\circ}-70^{\circ}\text{N}$ gearbeitet, wodurch die Freiheitsgrade stark reduziert werden.

Durch Einsatz der EOF-Analyse als Filter und die Nutzung kleiner Ausschnitte der Erdoberfläche kann in den meisten Fällen ein Analog ausreichender Güte gefunden werden. Aus dem bisher genannten ergibt sich das folgende Vorgehen im Detail. Die Fit-Periode, repräsentiert durch Anomalien des Bodendruckfeldes L , wird dargestellt durch die führenden 5 EOF-Muster

$$L(i, t) = \sum_{k=1}^5 x_k(t) g_k(i) \quad (\text{Gleichung 7})$$

mit i Gitterpunkt-Index
 t Zeitstufe
 g_k k-tes EOF-Muster
 x_k Amplitude dieses Musters zur Zeit t .

Die Analoge werden nur innerhalb des Raumes gesucht, der durch diese EOF-Muster aufgespannt wird. Mit einem gegebenen Zirkulationsmuster aus Beobachtungen oder von einem GCM-Experiment, wird für jeden Zeitpunkt t_0 das entsprechende Analog als das Muster definiert, das im EOF-Raum die Distanz

$$\sum_{i=1}^5 (x_i(t_0) - x_i(t))^2 \quad (\text{Gleichung 8})$$

minimiert (nearest neighbour). Dabei ist $x_i(t)$ die Projektion der Bodendruckanomalie auf die i -te EOF mit 5 verwendeten, führenden EOFs. Entsprechend dem gefundenen nächsten Nachbarn mit dem Datum t wird der simultan gemessene Niederschlag als Schätzwert gewählt. Eine mögliche Gewichtung der einzelnen EOF-Muster ist schwierig zu interpretieren und wurde in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt.

Einige Eigenschaften der Analog-Methode folgen direkt aus dem beschriebenen Vorgehen. Die offensichtlichen Vorteile dieser Methode gegenüber Regressionsmodellen wie z.B. der CCA sind:

- Die Variabilität der geschätzten Zeitreihe wird nicht, wie bei Regressionen, systematisch unterschätzt.
- Die Arbeit mit Anomalien des Zielparameters entfällt. Es werden im Falle des Niederschlags direkt Werte in mm simuliert.
- Der Zielparameter kann jede beliebige Verteilung aufweisen. Bei der Analog-Methode wird keine Normalverteilung vorausgesetzt.

Problematisch sind die folgenden Punkte:

- Es ist schwierig die Schätzung zu validieren, da keine Korrelationskoeffizienten und keine Residuen wie bei einer Regression vorliegen. Da die Werte aus einem beobachteten Pool stammen, kann mit realistischen Lage- und Streuungsparametern des geschätzten Parameters gerechnet werden.
- Da die Anlogsituationen in einem historischen Reservoir gesucht werden, kann es keine *neuen* Situationen geben, was bei Regressionsmodellen durchaus denkbar ist. Alle simulierten Tagesniederschläge müssen zwischen 0 mm und dem entsprechenden beobachteten Maximum der Fit-Periode liegen. Daraus folgt, daß eine Klimaänderung nur über die veränderte Häufigkeit bestimmter Analoge abgebildet werden kann. Feuchtere Verhältnisse z.B. über eine Häufung *feuchter* Analoge und entsprechenden Rückgang *trockener* Analoge und vice versa.
- Bei der Zuweisung einer Niederschlagsmenge über analoge Zirkulation werden die Niederschlagsverhältnisse am Vortag $t-1$ außer acht gelassen, die aber von Bedeutung für den Niederschlag am Tag t sein können. Dies kann bei der Analog-Methode als Teil des lokalen Rauschens ε bezeichnet werden, vgl. Gleichung 3.
- Schließlich bietet die Analogmethode nicht wie die CCA die Möglichkeit einer physikalischen Interpretation räumlicher Muster.

Um einen Anhaltspunkt für die Güte der Schätzung zu gewinnen, eignen sich die folgenden Parameter: Rekonstruktion einer gemessenen Zeitreihe von Niederschlagssummen bei Simulation basierend auf Analysedaten des SLP, Autokorrelation, Häufigkeit verschiedener Niederschlagsklassen, mittlere Saisonsummen, mittlere Standardabweichung der Tagesniederschläge je Saison als Maß für die Variabilität und Anzahl der Niederschlagstage pro Zeiteinheit. Beispiele dafür werden in Abschnitt 5.2 gegeben.

4.4 Kopplung der Impaktmodelle mit lokalen Klimaszenarien

Nach der Einführung zweier Downscaling-Techniken folgt die Beschreibung der Kopplung der lokalen Klimaszenarien in Form von Niederschlags- und Temperaturzeitreihen mit den nachfolgenden Modellschritten der Hanghydrologie und Bodenmechanik, die als Impaktmodelle bezeichnet werden. Die Kopplung muß unter Beachtung der Besonderheiten der geomorphologischen und hydrologischen Rand-

bedingungen sowie der speziellen Eigenschaften von GCM-Experimenten zweckmäßig und konsistent sein.

Die geomorphologischen und hydrologischen Rahmenbedingungen betreffen beispielsweise die Materialverfügbarkeit und den Wasserhaushalt. Am Beispiel eines Murgangs lassen sich als Denkmodell drei stark vereinfachte Situationen darstellen, die nur durch potentiell auslösenden Niederschlag und Materialverfügbarkeit gekennzeichnet sein sollen.

1. Die Aktivität des Murgangs ist materiallimitiert, d.h., auch starke Niederschläge können nur dann eine Aktivität auslösen, wenn genügend Material vorhanden ist. Diese Situation ist nicht anfällig gegenüber Änderungen des Niederschlagsregimes.
2. Die Aktivität des Murgangs ist niederschlagslimitiert, während Material unbegrenzt verfügbar ist. In dieser Situation ist die Murgangaktivität sensitiv gegenüber möglichen Änderungen des Niederschlagsregimes.
3. Die dritte Situation ist komplexer, da nun die Materialverfügbarkeit klimaabhängig sein soll. Untersuchungen von ZIMMERMANN & HAEBERLI (1992) zeigen, daß die Quellgebiete der Murgänge 1987 in der Schweiz räumlich an die periglaziale Stufe gebunden waren. Vielfach traten die Abrisse in Arealen auf, die innerhalb der Moränen von 1850 liegen bzw. schmelzenden Permafrost aufweisen. DIKAU et al. (1996b) und REBETEZ et al. (1997) deuten an, daß sich dieser Trend zunehmenden Materialangebots bei weiterer Erwärmung fortsetzen und somit die Disposition für Murgänge ansteigen könnte. Dann müßte auch ohne häufiger auftretende Starkniederschläge mit verstärkter Murgangaktivität gerechnet werden.

Die drei unterschiedlichen Situationen machen deutlich, daß das geomorphologische und hydrologische System, in dem sich die Massenbewegungen abspielen, genau untersucht werden muß, um Klarheit über die effektiven Parameter einer Klimaänderung zu erhalten, was schon in Kapitel 1 angedeutet wurde. In der Realität ist natürlich von kombinierten Effekten einer Temperatur- und Niederschlagsänderung auszugehen, die vielfältig auf Rahmenbedingungen wirken können. Deshalb ist es von großer Bedeutung, die relative Größenordnung einzelner Parameter für das Impaktmodell abzuschätzen.

Das Ergebnis der gesamten Modellkette wird als Impaktszenario bezeichnet. Die Modellkette mit mehreren Einzelszenarien ist für die Abschätzung von Massenbewegungsaktivität in Fig. 11 verdeutlicht.

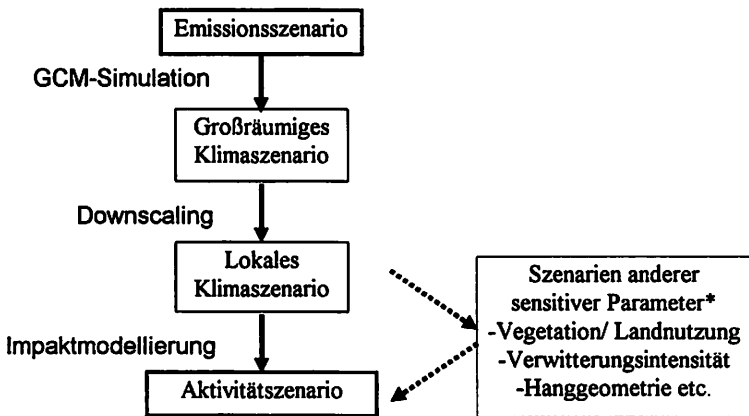


Fig. 11. Modellkette von Emissionsszenario zum lokalen Aktivitätsszenario von Massenbewegungen. Unter Impaktmodellierung sind kombinierte hydrologisch-bodenmechanische Modelle zu verstehen. * Siehe Erläuterung im Text.

Einige wichtige Punkte, die bei der Erstellung und Bewertung von Impaktstudien berücksichtigt werden sollten, werden nach ARNELL (1995) und EYBERGEN & IMESON (1989) kurz erläutert:

1. Ein Szenario ist keine Vorhersage, was von GCMs auch nicht anders erwartet werden kann. Bei Klima-Projektionen durch GCM-Experimente wird Chaos als bedeutende Quelle von Zufallsfehlern vermieden, indem nur die Statistik des Wetters betrachtet wird, nicht aber dessen Einzelelemente (TRENBERTH 1997). Unter Statistik dürfen allerdings nicht nur Mittelwerte verstanden werden, da häufig die Extremwerte für die Impaktmodelle von größerer Bedeutung sind. Wie KATZ & BROWN (1992) demonstrieren, kann die Erhöhung der Varianz bei gleichbleibendem Mittelwert für die Auftrittswahrscheinlichkeit von Extremwerten größere Bedeutung haben, als eine Verschiebung des Mittelwertes bei konstanter Varianz (Mittelwert und Varianz gelten streng genommen nur für normalverteilte Variablen).
2. Die Verwendung mehrerer GCMs ist anzustreben, um die Bandbreite möglicher Impaktsszenarien basierend auf unterschiedlichen GCM-Experimenten zu erfassen sowie unterschiedliche Sensitivitäten des Zielsystems aufzuzeigen.
3. Es müssen klare Angaben zu Emissionsszenario, Klimaszenario und Landnutzungsszenario gemacht werden, auf denen das Impaktsszenario aufbaut. Da die Methodik mit zahlreichen Unsicherheitsquellen behaftet ist, kommt der Offenlegung aller verwendeten Annahmen besondere Bedeutung zu. Beispielsweise könnte ein Szenario der zukünftigen Landnutzung zum einen schon ein Impaktsszenario der Klimaänderung sein, andererseits kann es auch aufgrund der Änderung wirtschaftspolitischer Rahmenbedingungen formuliert werden, da etwa

Subventionen der EU-Agrarpolitik weitreichende Folgen für die Landnutzung in Europa haben können.

4. Es sollte eindeutig angegeben und definiert werden, gegenüber welchem beobachteten Vergleichsklima das veränderte Klima mit seinen Auswirkungen berechnet wurde.
5. Der Effekt einer Klimaänderung (das Klimaänderungssignal) auf das Impaktmodell sollte gegenüber anderen natürlichen oder anthropogenen Einflußparametern abgeschätzt und abgegrenzt werden.

Diese Zusammenstellung wurde bewußt allgemein gehalten, da im nachfolgenden Kapitel bei den einzelnen Anwendungsbeispielen noch näher darauf einzugehen ist.

Bei der Klimafolgenforschung müssen Impaktmodelle und Klimamodelle in einem für beide ungünstigen Skalenbereich gekoppelt werden (HOSTETLER 1994). Während die Stärke der GCMs bei kontinentalen Skalen liegt, sind viele Modelle der Hydrologie und Hangstabilität durch Kalibrierung und Physik eindimensionale Punktmodelle. Der Skalenbereich der Kopplung beider Modelltypen liegt dagegen im Bereich von Einzugsgebieten oder Rutschungskörpern. Für beide Modelltypen sind die Größenordnungen, in denen stark parametrisiert werden muß (Fig. 12).

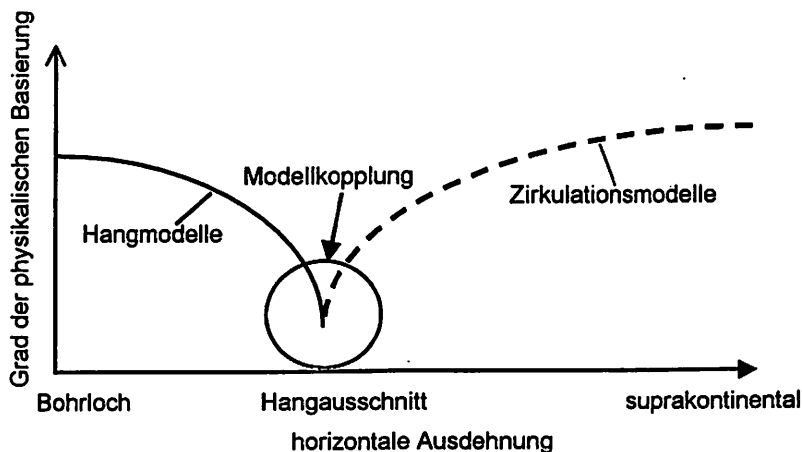


Fig. 12. Schema der Kopplung von Zirkulationsmodellen der Atmosphäre (GCMs) und Hangmodellen (Hydrologie, Stabilität) mit Grad der physikalischen Basierung in Abhängigkeit vom Maßstab.

Abschließend soll die Forderung der Klimamodellierer an Anwender wie Geomorphologen oder Hydrologen erwähnt werden, daß Impaktmodelle durch ein Upscaling an die Fähigkeiten heutiger GCMs und deren regionale Aussagemöglichkeiten angepaßt werden sollten. Impaktmodelle sollten durch hochfrequentes Klima-

rauschen nicht gestört, aber sensitiv für die niederfrequenten Trends sein (ZORITA & von STORCH 1998). Dann werden sie durch die kleinen Unsicherheiten der Modellkette nur unmerklich berührt, können aber längerfristige Trends einer Klimaänderung abbilden. Das Up- bzw. Downscaling ist also nicht nur das hin- und herfahren auf der Abszisse in Fig. 12, sondern beinhaltet inhaltliche und konzeptionelle Methoden.

4.5 Abschätzung der Unsicherheit

Es ist ein schwieriges Unterfangen, die Unsicherheitsfaktoren und Unsicherheitsbereiche einer Kette unterschiedlichster Modelle abzuschätzen und möglichst quantitativ zu fassen. Im folgenden werden vier Möglichkeiten genannt, ohne auf Vollständigkeit abzielen.

1. Zwischenergebnisse und Endwerte der verwendeten Modellkette können wie in Fig. 13 angedeutet mit Meßwerten der jeweiligen Parameter verglichen und so die einzelnen Module validiert werden. Dies ermöglicht eine Abschätzung der Unsicherheit einzelner und kombinierter Modellmodule bei der Reproduktion von Beobachtungswerten. Die Abschätzung der Unzulänglichkeiten eines GCMs für das Impaktszenario erfolgt anhand der Kontrollperiode des GCM-Experiments (häufig die Jahre 1960-89), die das heutige Klima repräsentieren soll.
2. Anwendung von Monte-Carlo-Methoden. Dabei wird die gesamte Modellkette z.B. 1000mal durchlaufen, wobei die einzelnen Modellparameter nicht fixe Werte, sondern eine Wahrscheinlichkeitsverteilung zugewiesen bekommen. Als Ergebnis könnte man zentrale Werte mit Fehlerbalken versehen ausgeben. Dies ist eine elegante Methode, scheitert aber im vorliegenden Fall daran, daß die Einzelmodelle nicht über automatische Schnittstellen verbunden sind, in unterschiedlichen Sprachen programmiert wurden sowie auf verschiedenen Betriebssystemen laufen. Ein weiterer Wunsch ist sicherlich, auch die Ausgangsdaten der GCM-Simulationen mit Unsicherheitsangaben zu erhalten. Nach einem in der Literatur beschriebenen Monte-Carlo-Experiment mit einem älteren GCM (CUBASCH et al. 1994) werden solche Experimente derzeit leider nicht mehr durchgeführt.
3. Eine Alternative zum Monte-Carlo-Ansatz der Gesamtmodellkette bietet die Verwendung unterschiedlicher Modellmodule. Es können und sollten unterschiedliche GCMs, Downscaling-Techniken sowie hydrologische und bodenmechanische Modelle für dasselbe Problem angewandt werden. Dieses Vorgehen wird in vorliegender Arbeit in begrenztem Ausmaß besprochen. Es kann natürlich nur partielle Unsicherheitsangaben liefern, was aber besser ist, als sie zu ignorieren.
4. Eine weitere Alternative liegt in der Variierung der Fit-Periode, mit denen die Modelle angepaßt werden. Die Auswahl der Stichprobe bzw. das begrenzte Datenmaterial bringen eine Zufälligkeit in die Modellanpassung. Falls die Datenreihen oder die empirische Beziehung instationär sind, ist dies für Zukunftsszenarien problematisch. Um diesen Effekt zu erfassen, kann bei genügend langer Datenreihe mit kürzeren Fit- und Validierungsperioden operiert werden, ansonsten kann auch schon der Austausch von Fit- und Validierungsperiode aufschlußreich sein. Auch diese Möglichkeit wird in der Arbeit in allen Fällen genutzt, um Unsicherheitsquellen erkennen und bewerten zu können.

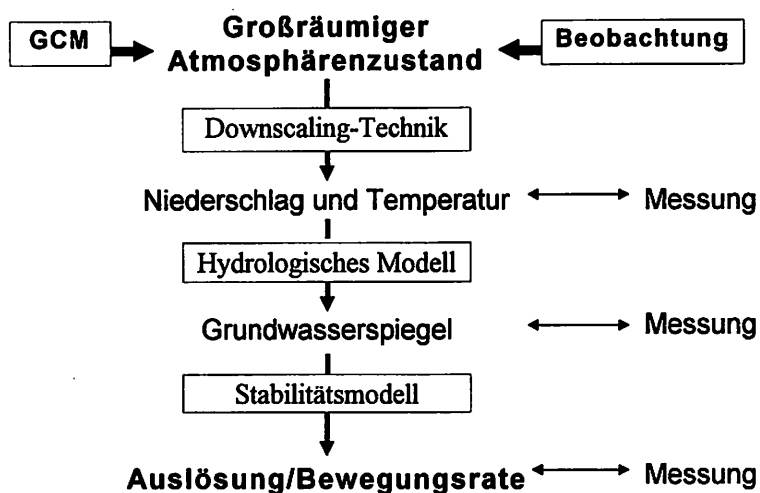


Fig. 13. Daten- und Informationsfluß bei der Klimaimpaktforschung für klimatisch gesteuerte Massenbewegungen. Validierungsmöglichkeiten sind für unterschiedliche Stadien der Modellkette angedeutet, für die Meßwerte vorliegen sollten.

Noch problematischer wird die Bewertung der Modellunsicherheit, wenn weitere Randbedingungen wie Landnutzung, Verwitterung, Materialverfügbarkeit etc. in bezug auf den Impact einbezogen werden sollen. Hierbei rückt man sehr schnell in Richtung integrierter Bewertungsmodelle (Integrated Assessment Models), die versuchen, nahezu alle maßgeblichen Randbedingungen zu modellieren (WEYANT 1996). Dies ist nicht Ziel der vorliegenden Arbeit. Deshalb werden nur Unsicherheiten der verwendeten Modelle wie sie mit heutigen Verhältnissen angepaßt wurden sowie der sich ändernde Niederschlag und die Temperatur behandelt, nicht ohne allerdings auf andere Randbedingungen hinzuweisen.

5 Anwendungsbeispiele

Die folgenden Beispiele, bei denen mittels Downscaling-Techniken und geeigneten Impaktmodellen zukünftige Szenarien der Massenbewegungsaktivität entwickelt werden, demonstrieren die Anwendbarkeit der besprochenen Methoden für zwei Lokalitäten in Europa.

5.1 Boisivre, Barcelonnette Becken

5.1.1 Lage und geomorphologische Situation

Die Lage der translationsförmigen Hangrutschung Boisivre im Riou Bourdoux-Tal bei Barcelonnette, SE-Frankreich, ist aus Fig. 14 ersichtlich. Das Riou Bourdoux-Tal ist charakterisiert durch das großflächige Auftreten jurassischer, tonreicher, schwarzer Mergel (Terres Noires) in den unteren Hangbereichen, die extrem erodierbar sind. In den oberen Hangbereichen steht Flysch einer eozänen Deckenüberschiebung an (CARIS & van ASCH 1991).

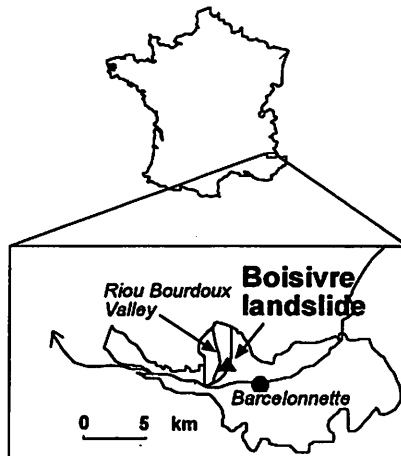


Fig. 14. Lage der Hangrutschung Boisivre im Barcelonnette-Becken, SE-Frankreich.

Infolge anthropogener Entwaldung im 15./16. Jahrhundert trat die leichte Erodierbarkeit sehr markant in Erscheinung und verursachte in Zusammenhang mit Hochwassern häufig Probleme im gesamten Verlauf des Riou Bourdoux und seines Vorfluters l'Ubaye. Die Situation verschärfte sich zusehends, so daß ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts mit Wildbachverbauung und Wiederaufforstung des Riou Bourdoux-Tales begonnen wurde (CHONDROYANNIS 1992).

5.1.2 Datengrundlage

Fig. 15 sind einige Klimadaten von Barcelonnette zusammengestellt. Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 60.5 mm (1928-94) und die mittlere Jahrestemperatur 7.4°C (1956-94). Das Niederschlagsmaximum im Spätherbst fällt vor allem in den höheren

Lagen schon als Schnee. Bei den mittleren Monatstemperaturen ist zu beachten, daß die Klimastation Barcelonnette (le verger) von Météo-France auf 1140 m NN liegt, während sich die Boisivre-Hangrutschung über eine Höhe von 1300 m bis 1380 m NN erstreckt und damit etwa 1-2°C kälter sein dürfte. Die Klimastation Barcelonnette ist ca. 3 km von Boisivre entfernt und verfügt über tägliche Niederschlagsmessungen seit 1928 und tägliche Minimum- und Maximumtemperaturen seit 1956. Zusätzlich zu den Monatsmitteltemperaturen und den Monatsniederschlägen ist in Fig. 15 auch der effektive Niederschlag P_{eff} , der durch Subtraktion der potentiellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE (1948) von den gemessenen Monatssummen berechnet wird, aufgetragen. Dies zeigt, daß die Sommermonate Mai bis September im langjährigen Mittel nicht zur Grundwasserbildung beitragen, da in diesen Monaten ein Wasserdefizit besteht.

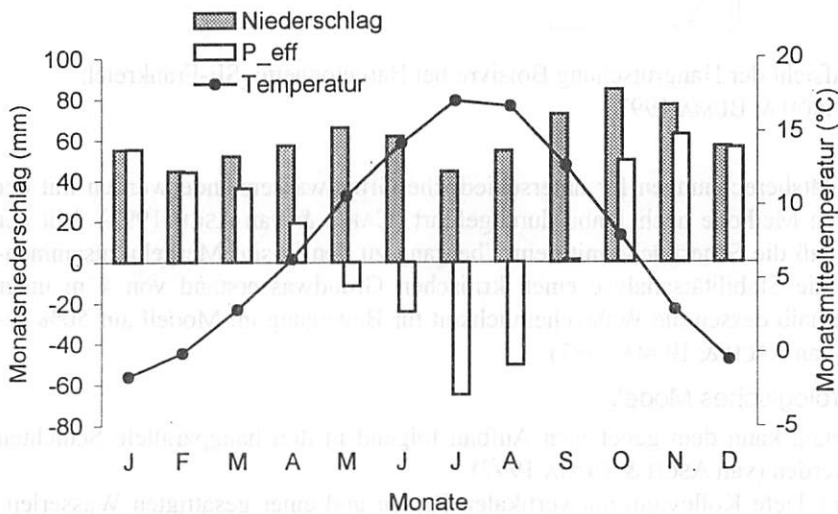


Fig. 15. Langjährig gemittelte Werte des Monatsniederschlags 1928-1994 (linke Ordinate), der mittleren Monatstemperatur 1956-1994 (rechte Ordinate) und des effektiven Niederschlags P_{eff} 1961-1994 (linke Ordinate) in Barcelonnette. P_{eff} wird durch Subtraktion der potentiellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE (1948) von den gemessenen Monatssummen berechnet, weshalb auch negative Werte auftreten können. Datenquelle: Météo-France.

Die Rutschung Boisivre wird von einer Forschergruppe aus Utrecht seit fast 20 Jahren untersucht. Eine Übersichtskarte (Fig. 16) zeigt den Aufbau der dreiteiligen Rutschung, die 170 m lang und 50 m breit ist. Die Rutschmasse besteht aus Terres Noires in unterschiedlichen Verwitterungsgraden. Das häufigste Tonmineral ist Illit. Weitere geotechnische und hydrologische Parameter sind in CARIS & van ASCH (1991) zu finden. Der Hang wurde im oben erläuterten Programm mit Kiefern aufgeforstet. Während die Bäume außerhalb der Rutschung senkrecht stehen, sind sie auf der Rut-

schung zu 95% schräg gestellt oder umgestürzt (VERHAAGEN 1988). Bohrungen, elektrische Leitfähigkeit und Refraktionsseismik zeigen, daß wasserundurchlässige in situ Terres Noires in Tiefen zwischen 4 und 7 m unter der Hangoberfläche ansteht.

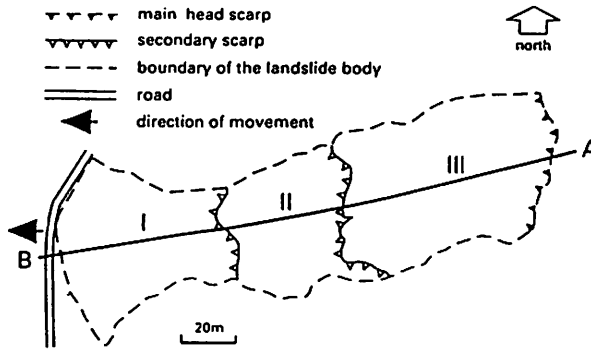


Fig. 16. Aufsicht der Hangrutschung Boisivre bei Barcelonnette, SE-Frankreich (nach van ASCH & BUMA 1997).

Stabilitätsberechnungen für unterschiedliche Grundwasserstände wurden mit der vereinfachten Methode nach Janbu durchgeführt (CARIS & van ASCH 1991). Mit der Annahme, daß die Scherfläche mit dem Übergang zu den in situ Mergeln zusammenfällt, zeigt die Stabilitätsanalyse einen kritischen Grundwasserstand von 4 m unter Grund, oberhalb dessen die Wahrscheinlichkeit für Bewegung im Modell auf 50% gesetzt wird (van ASCH & BUMA 1997).

5.1.3 Hydrologisches Modell

Die Rutschung kann dem gegebenen Aufbau folgend in drei hangparallele Schichten unterteilt werden (van ASCH & BUMA 1997):

1. Bis 1.5 m Tiefe Kolluvium mit vertikalen Rissen und einer gesättigten Wasserleitfähigkeit $k_{\text{sat}}=15.7 \text{ cm/Tag}$ ($\sigma=11.5 \text{ cm/Tag}$). Zudem ist diese Schicht ausgezeichnet durch Makroporenfluß in den Rissen, der eine schnelle Wasserbewegung in der oberen Schicht ermöglicht.
2. Bis 7 m Tiefe verwitterte Terres Noires, $k_{\text{sat}}=1.5 \text{ cm/Tag}$ ($\sigma=2.3 \text{ cm/Tag}$)
3. Darunter steht in situ Terres Noires an, die nicht verwittert ist und als nahezu wasserundurchlässig betrachtet wird.

Wasserbewegung erfolgt hauptsächlich durch Schrumpfrisse und in den durch Hangbewegungen aufgerissenen Klüften, die bis maximal 1.5 m Tiefe reichen. (van ASCH & BUMA 1997). Die Angaben für k_{sat} gelten nur für die Bodenmatrix. Aus den dargestellten Ergebnissen wurde ein einfaches, eindimensionales, auf drei Bodenschichten basierendes, hydrologisches Modell entwickelt. Dieses Tank-Modell basiert auf dem Modellkonzept *Estimation of Piezometric Levels* (EPL) von HENDRIKS (1992) und wird als EPL-SLIDE bezeichnet. Es beinhaltet den Makroporenfluß innerhalb Schicht 1 und 2 und die Perkolation von Schicht 1 in Schicht 2 nach Darcy. Modellausgaben sind Grundwasserstände in Schicht 1 und 2. Das Modell operiert mit

monatlichen Niederschlagssummen und monatlicher Mitteltemperatur, aus denen der effektive Niederschlag berechnet wird. Dafür werden vom Niederschlag die potentielle Evapotranspiration nach THORNTHWAITE (1948) unter Berücksichtigung des Bodenspeichers nach THORNTHWAITE & MATHER (1957) subtrahiert (van ASCH & BUMA 1997). Das Modell wird durch Aktivitätsphasen, die dendrogeomorphologisch bestimmt wurden (van ASCH und van STEIJN 1991), kalibriert. Mittels einer Sensitivitätsanalyse des Modells wurde getestet, ob die Sommermonate für die hohen winterlichen Grundwasserstände von Bedeutung sind. Es zeigt sich, daß nur die Wintermonate mit geringem Verdunstungspotential für den Aufbau hoher Grundwasserstände eine Rolle spielen, was schon aus Fig. 15 vermutet werden kann.

Für die weitere Modellierung werden Aktivitätsjahre definiert, in denen der Schwellenwert des Grundwassers mindestens einmal überschritten wird (hydrologisches Jahr Oktober-September). Bezogen auf eine Periode von mehreren Jahren ergibt sich ein Wiederkehrintervall, im folgenden als ρ bezeichnet. Für die Rekonstruktion mit beobachteten Klimadaten wurde $\rho=2.2$ Jahre berechnet.

5.1.4 Downscaling-Modell für Monatsniederschlag

Wie oben dargelegt, sind für hohe Grundwasserstände und somit für die Rutschungswahrscheinlichkeit nur die Winterniederschläge von Bedeutung. Desweiteren erzielt das hydrologische Modell mit monatlichen Zeitschritten gute Ergebnisse. Aus diesen beiden Gründen erscheint es für die Modellierung von Boisivre ausreichend, ein Niederschlags-Downscaling nur für den Winter mit monatlicher Auflösung durchzuführen. Hierfür bietet sich die lineare Regressionsrechnung unter Verwendung einer Kanonischen Korrelationsanalyse (CCA) nach von STORCH et al. (1993) an. Diese wurde verschiedentlich mit Erfolg für winterliche Zusammenhänge angewandt (GYALISTRAS et al. 1994, HEYEN et al. 1996, von STORCH et al. 1993). Als großräumige Variable wird SLP auf einem $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter von 40°W bis 40°E und 30° - 70° Nord verwendet. Im Unterschied zu den beschriebenen Anwendungen wurde im vorliegenden Fall als lokaler Parameter kein Feld, sondern der Monatsniederschlag der Station Barcelonnette 1928-1994 verwendet (die CCA entspricht in diesem Spezialfall einer multiplen Regressionsrechnung). Das Downscaling wurde nur für die hydrologisch bedeutsamen Monate Oktober bis April durchgeführt. Niederschlagswerte für die Sommermonate Mai-September wurden mit einem Zufallsgenerator aus der beobachteten Verteilung der Jahre 1928-94 gezogen.

Die Niederschlagsreihe von Barcelonnette wurde mit Monatssummen der 6 km entfernten Station Jausiers (lans le serret) auf 1510 m NN verglichen, die seit 1961 ohne Verlagerung und Instrumentenwechsel von Météo-France betrieben wird. Es zeigte sich, daß die monatliche Zeitreihe von Barcelonnette im Vergleich mit Jausiers als homogen betrachtet werden kann (Quotientenmethode, SCHÖNWIESE 1992). Aufgrund zahlreicher Fehlwerte in der Niederschlagsmeßreihe von Barcelonnette wurden die Fehlwerte seit 1961 mit Monatssummen von Jausiers über 12 lineare Regressionen aufgefüllt. Die mittlere erklärte Varianz beträgt $r^2=0.86$. Für die 7 modellierten Monate beträgt dieselbe Größe $r^2=0.91$ (mündl. Mitteilung Jelle Buma, 1997). Die Robustheit und Ergebnisse des

CCA-Modells mit der 'gefüllten' Zeitreihe sind wesentlich besser als mit der lückenhaften Niederschlagsreihe.

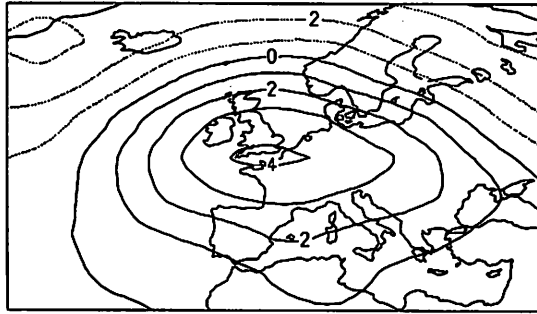
Die SLP-Daten wurden durch eine EOF-Analyse reduziert und nur die ersten vier EOFs verwendet. Die erklärte Varianz als Summe der ersten vier EOFs liegt in den 7 modellierten Monaten bei durchschnittlich 87 % (81-90 %) der Gesamtvarianz. Mit der CCA wurde für jeden der sieben Monate ein lineares Regressionsmodell für SLP und lokalen Niederschlag entwickelt. Die Ergebnisse der Kreuzvalidation (vgl. Kapitel 4) für die sieben Regressionsmodelle sind in Tabelle 6 aufgeführt. Die entsprechenden 7 ersten CCA-Muster sind in Fig. 17 zu sehen. Die kanonische Korrelation hat nur einen Vektor, da der Prädiktand eindimensional ist. Die Einbeziehung der Nachbarstation Jausiers in die Korrelationsanalyse und dabei die Verwendung von zwei CCA-Mustern brachte keine Verbesserung der Ergebnisse.

Tabelle 6. Korrelation und erklärte Varianz zwischen beobachteten und geschätzten Niederschlagsreihen des Monatsniederschlags in Barcelonnette. Ergebnisse sind nach Kreuzvalidation der CCA-Modelle für drei unterschiedliche Fit-Perioden dargestellt.

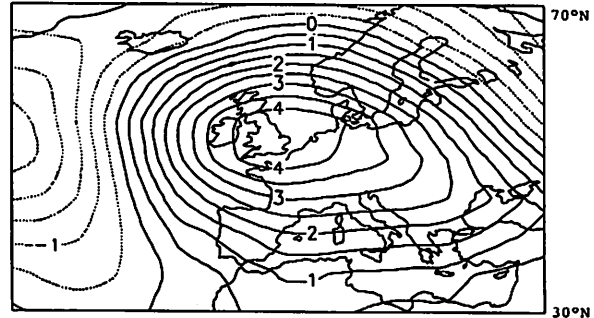
	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	März	April
Fit=1928-94:							
Korrelation	.61	.59	.56	.56	.72	.52	.58
Erklärte Varianz	.37	.35	.31	.29	.52	.23	.34
Fit=1965-94:							
Korrelation	.68	.43	.61	.48	.71	.29	.38
Erklärte Varianz	.46	.17	.36	.08	.47	-.10	.02
Fit=1928-64:							
Korrelation	.46	.53	.50	.73	.73	.63	.60
Erklärte Varianz	.20	.26	.16	.52	.52	.40	.36

Die Erklärung für die mit den CCA-Mustern assoziierten lokalen Niederschlagsanomalien ist durch die Position der relativen Hoch- und Tiefdruckgebiete als Anomalie gegenüber dem vieljährigen Mittel 1928-1994 zu sehen. Zur Verdeutlichung der synoptischen Situation wurde in Fig. 18 der CCA-Vektor von Februar und April zu den jeweiligen Monatsmitteln addiert (vgl. BADEM 1994). Dabei wird deutlich, daß sich im Februar das Azorenhoch bis Mitteleuropa ausdehnt, während im April ein Tiefdrucksystem über der Nordsee zu erkennen ist. Dies erklärt die assoziierte negative Niederschlagsanomalie im Februar und die positive Niederschlagsanomalie im April.

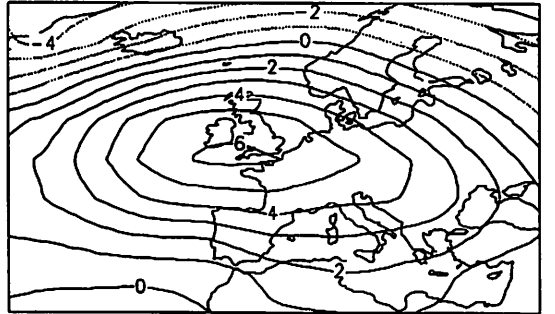
Fig. 17. Legende auf der nächsten Seite.



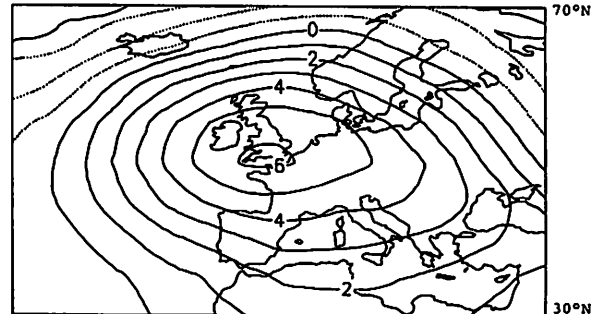
Oktober



November



Dezember



Januar

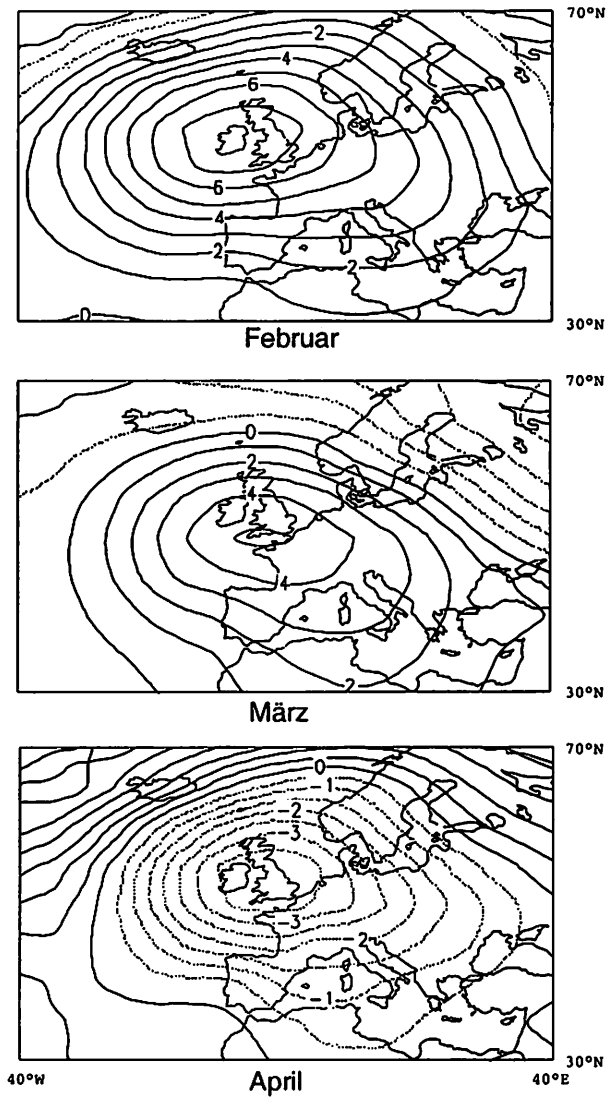


Fig. 17 (2 Seiten). CCA-Muster des Bodenluftdrucks für Monatsniederschläge in Barcelonnette in hPa. Negative Werte sind gestrichelt. Die zugehörige typische Niederschlagsanomalie in Barcelonnette ist in allen Monaten mit Ausnahme des April negativ. Dies ist physikalisch plausibel, da, außer im April, ein relatives Bodenhoch über den Britischen Inseln vorherrscht, das verstärkte NE Anströmung kontinentaler Luftmassen im Gebiet von Barcelonnette bedeutet. Umgekehrt bedeutet das CCA-Muster im April mit dem relativen Tief über den Britischen Inseln verstärkte Anströmung maritimer Luftmassen aus westlicher Richtung.

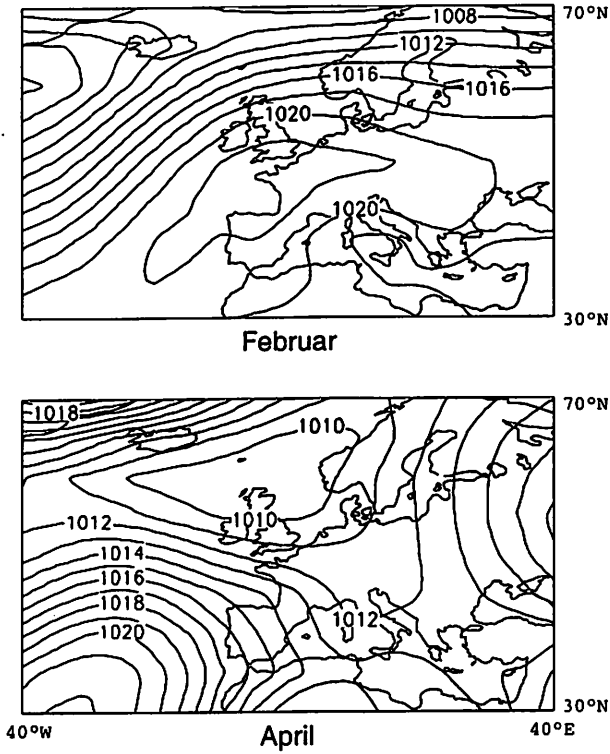


Fig. 18. Darstellung der typischen synoptischen Situation im Februar und April durch Addition der CCA-Vektoren aus Fig. 17 zum mittleren Bodenluftdruck im Februar und April, siehe Text. Isobaren in hPa.

Abschließend zur Validierung ist in Fig. 19a der geschätzte und der beobachtete Niederschlag im Winter dargestellt, was die Fähigkeit der CCA, nur aus dem nordatlantischen Druckfeld Niederschlag einer Hochgebirgslokalität abzuleiten, demonstriert. Ein ähnlicher Vergleich für Grundwasserstände, modelliert mit beobachtetem Niederschlag und mit CCA-Schätzungen, ist in Fig. 19b gegeben.

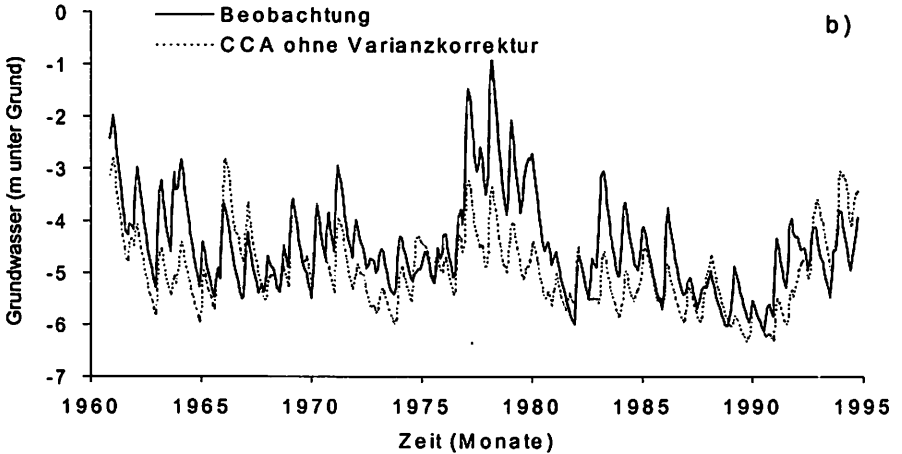
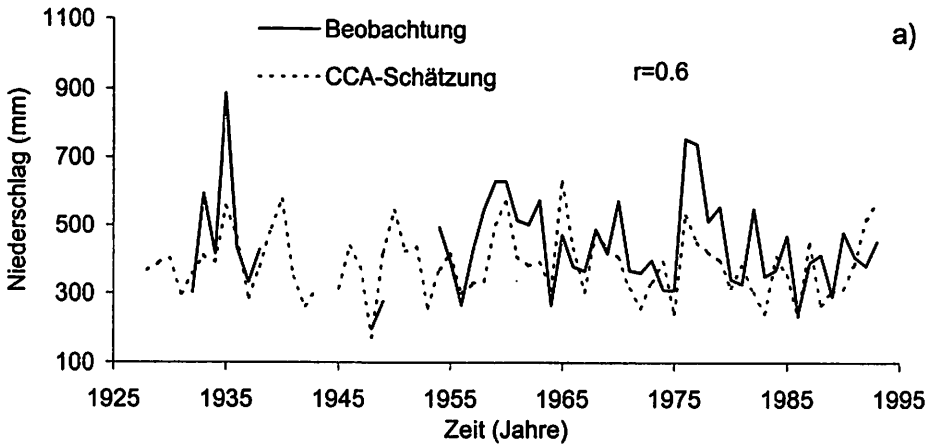


Fig. 19. a) Beobachteter und geschätzter Winterniederschlag (Oktober-April) in Barcelonnette, 1928-94. Schätzung mit CCA von monatlichem SLP des NCEP. b) Grundwasserstände in Boisivre 1961-1994 modelliert mit beobachtetem Niederschlag und zum Vergleich mit dem durch CCA geschätzten Niederschlag.

Ein Problem jeder Regressionsrechnung, so auch bei der CCA, ist der Varianzverlust der simulierten im Vergleich zur beobachteten Reihe, was insbesondere bei

relativ schwacher Korrelation zum Tragen kommt. Dies kann als Verlust der lokal verursachten Variabilität des Niederschlags, die von der Regression als Rauschen verworfen wird, gedeutet werden. Dazu gehören z.B. die Abhängigkeit des Niederschlags von der Feuchtesituation des Vortages und andere, v.a. im Hochgebirge dominante, lokale Prozesse. Somit taucht in der geschätzten Reihe nur die extern, also großräumig bedingte Variabilität auf. Da das hydrologische Modell für Boisivre mit dieser verminderten Varianz keine vernünftigen Werte berechnen kann, muß die Varianz des geschätzten Winterniederschlags durch eine geeignete Methode vergrößert werden. Modellhaft kann die geschätzte Reihe $\hat{R}(t)$ beschrieben werden als

$$\hat{R}(t) = M(L(t)) + \varepsilon \quad (\text{Gleichung 9}),$$

wobei M für das CCA-Regressionsmodell mit der großräumigen Variable L und ε für unabhängiges, normalverteiltes Rauschen mit Mittelwert 0 und der fehlenden Varianz $\text{Var}(\varepsilon)$ steht. Letztere ergibt sich aus der Differenz der beobachteten und geschätzten Varianz mit

$$\text{Var}(\varepsilon) = \text{Var}(R) - \text{Var}(M(L)) \quad (\text{Gleichung 10}).$$

Das ist nichts anderes als die Varianz der Residuen der Regression. In der Literatur werden zum Modellieren dieses fehlenden Varianzbetrags die Inflation (KARL et al. 1990), die Addition von weißem, unabhängigen Rauschen (ZORITA & von STORCH 1998) oder Expanded Downscaling (BÜRGER 1996) genannt. Die Inflations-Methode hat den Nachteil, daß sie das externe Signal überinterpretiert. Nimmt etwa durch den Treibhauseffekt die großräumig bedingte Varianz zu, so geht dies direkt in die Inflation ein, was nicht begründet werden kann, da die lokale, unbekannte Varianzquelle sich nicht gleichzeitig ändern muß. Die Addition einer zufälligen Komponente, also weißes Rauschen, ist konzeptionell eher geeignet, da hierbei das Unwissen um die lokale Größe explizit eingebracht wird. Die fehlende Varianz $\text{Var}(\varepsilon)$ wird für jeden der sieben Monate bestimmt und mit einem Zufallsgenerator 1000x simuliert. Die sieben Varianzbeträge werden bei der Szenarienerstellung nicht verändert, da das großräumige Klimasignal keine Aussagen dazu liefert.

Ein zweites Problem der Methode ergibt sich daraus, daß mit Anomalien der Zeitreihe gerechnet werden muß, die durch Subtraktion des zeitlichen Mittelwertes gebildet werden (Gleichung 6). Nach dem Downscaling müssen die simulierten Anomalien durch Addition des Mittelwertes wieder zu Niederschlagswerten in mm rücktransformiert werden. Hierbei resultieren häufig negative Schätzwerte. Da die Häufigkeitsverteilung des Monatsniederschlags eine eindeutige Untergrenze bei 0 mm hat und meist auch nicht annähernd normal verteilt ist, wurden die einzelnen monatlichen Zeitreihen vor dem Downscaling auf Normalverteilung transformiert.

5.1.5 Lokale Klimaszenarien

Die sieben monatlichen Regressionsmodelle zwischen SLP und Winterniederschlag in Barcelonnette werden im folgenden auf drei unterschiedliche, transiente GCM-Experimente angewendet. Im einzelnen sind dies ECHAM4/OPYC3 ohne Berücksichtigung von Sulfataerosolen, HCGG und HCGS (HadCM2 ohne bzw. mit Berücksichtigung von Sulfataerosolen), die in Kapitel 3, Tabelle 4, bereits näher erläutert wurden. Allen drei Simulationen liegt das Emissionsszenario IS92a (HOUGHTON et al. 1992) zugrunde. Die aus dem Downscaling resultierenden Niederschlagsszenarien sind in Fig. 20 aufgetragen. Trends sind durch die starke interannuale und dekadische Variabilität nur schwer zu erkennen. Am deutlichsten ist der Rückgang der Winterniederschläge im ECHAM4-Szenario, die ab 2009 unter das 95%-Konfidenzintervall der Kontrollperiode fallen. HCGG liegt zu Beginn und nochmals am Ende des Szenarios über dem 95%-Konfidenzintervall, ohne sonst einen erkennbaren Trend zu zeigen. HCGS liegt mehrfach oberhalb des Konfidenzintervalls und zeigt nach 1980 einen leicht steigenden Trend. Veränderungen der langjährigen Monatsmittelwerte verschiedener Unterperioden sind aus Tabelle 7 ersichtlich.

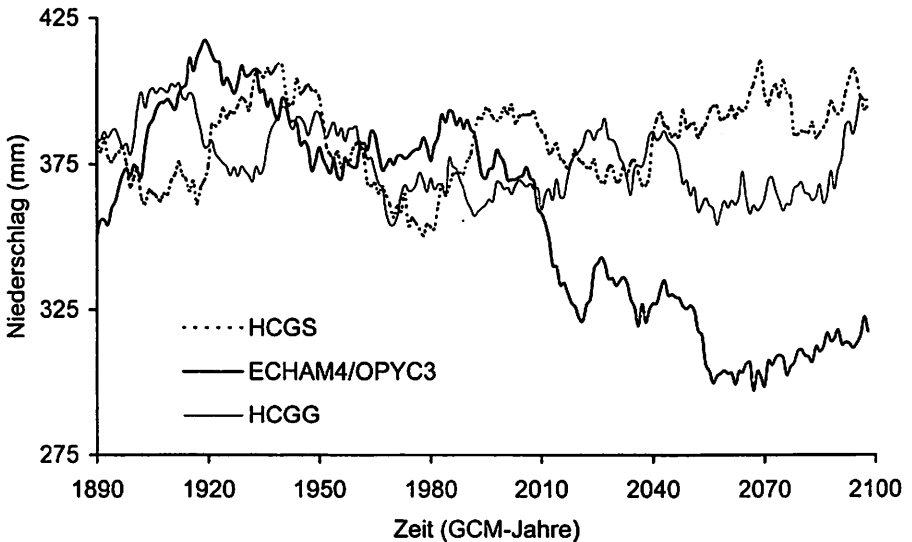


Fig. 20. Niederschlagsszenarien (Summe der 7 Wintermonate wie in Fig. 19a) basierend auf Downscaling von SLP aus drei GCM-Experimenten. Bei den Kurven handelt es sich um 30jährige gleitende Mittel der CCA-Schätzung ohne Varianzkorrektur.

Tabelle 7. Langjährige Monatsmittelwerte des Niederschlags (mm) in Barcelonnette geschätzt mit CCA von SLP basierend auf der langen Fit-Periode 1928-94. Dargestellt sind drei Perioden der transienten GCM-Experimente.

	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	März	April
ECHAM4							
1960-89	68.2	71.1	48.2	60.6	35.6	48.1	56.8
2020-49	50.8	60.8	45.7	37.2	43.7	42.6	46.2
2070-99	40.5	58.7	37.1	48.3	54.3	40.1	41.6
HCGG							
1960-89	74.2	69.0	47.1	39.5	41.4	45.1	48.5
2020-49	62.0	56.9	50.9	49.5	47.2	50.2	51.4
2070-99	57.4	51.7	38.7	49.5	70.7	58.5	68.5
HCGS							
1960-89	66.3	74.6	49.3	46.8	42.6	40.2	53.1
2020-49	80.4	56.7	49.1	51.6	39.1	52.9	59.3
2070-99	66.5	53.1	49.3	61.0	40.5	54.9	63.7

Bei den Methoden wurde als eine Möglichkeit zur Identifizierung von Unsicherheit in der Modellkette die Verwendung unterschiedlicher Fit-Perioden genannt. Das heißt in anderen Worten die Untersuchung der Frage, welchen Einfluß die normalerweise zufällige oder sich aus der Datenverfügbarkeit ergebende Wahl der Stichprobe für die Erstellung empirischer Modelle auf die prognostische Aussage hat. Die relativ lange Niederschlagsmeßreihe von Barcelonnette wurde in zwei Subperioden von 1928-64 und 1965-94 unterteilt, vgl. Tabelle 6. Zusammen mit dem Gesamtzeitraum stehen somit drei Regressionsmodelle zur Verfügung. Angewendet auf die GCM-Experimente ergeben sich die in Fig. 21 gezeigten Ergebnisse. Für die letzten 30 Jahre der Szenarien (2070-2099) wurden die Mittelwerte der Subperiodenmodelle auf signifikante Unterschiede gegenüber dem Modell mit der langen Fit-Periode getestet. Lediglich einmal in ECHAM4/OPYC3 unterscheidet sich der Mittelwert, basierend auf der Fit-Periode 1928-64, signifikant (95%-Niveau) von der Fitperiode 1928-94. Die lange Fit-Periode ist vorzuziehen, da sie dem Regressionsmodell den größten empirischen Erfahrungsschatz mitgeben kann.

Die lokale Lufttemperatur wurde nicht mit einer statistischen Downscaling-Technik hergeleitet, sondern durch einfache Interpolation der 16 (ECHAM4) bzw. 6 (HadCM2) Barcelonnette nächsten Gitterpunkte der GCMs (Fig. 22). Dieses Vorgehen ist im Gegensatz zum Niederschlag durchaus begründbar, da die Lufttemperatur in GCMs besser reproduziert wird und da sie eine geringere räumliche Variabilität aufweist als der Niederschlag. Allerdings mußten die absoluten Werte über eine lineare Beziehung an die Beobachtungswerte von Barcelonnette angepaßt werden, da die GCMs die Höhe von Barcelonnette über dem Meeresspiegel nicht kennen.

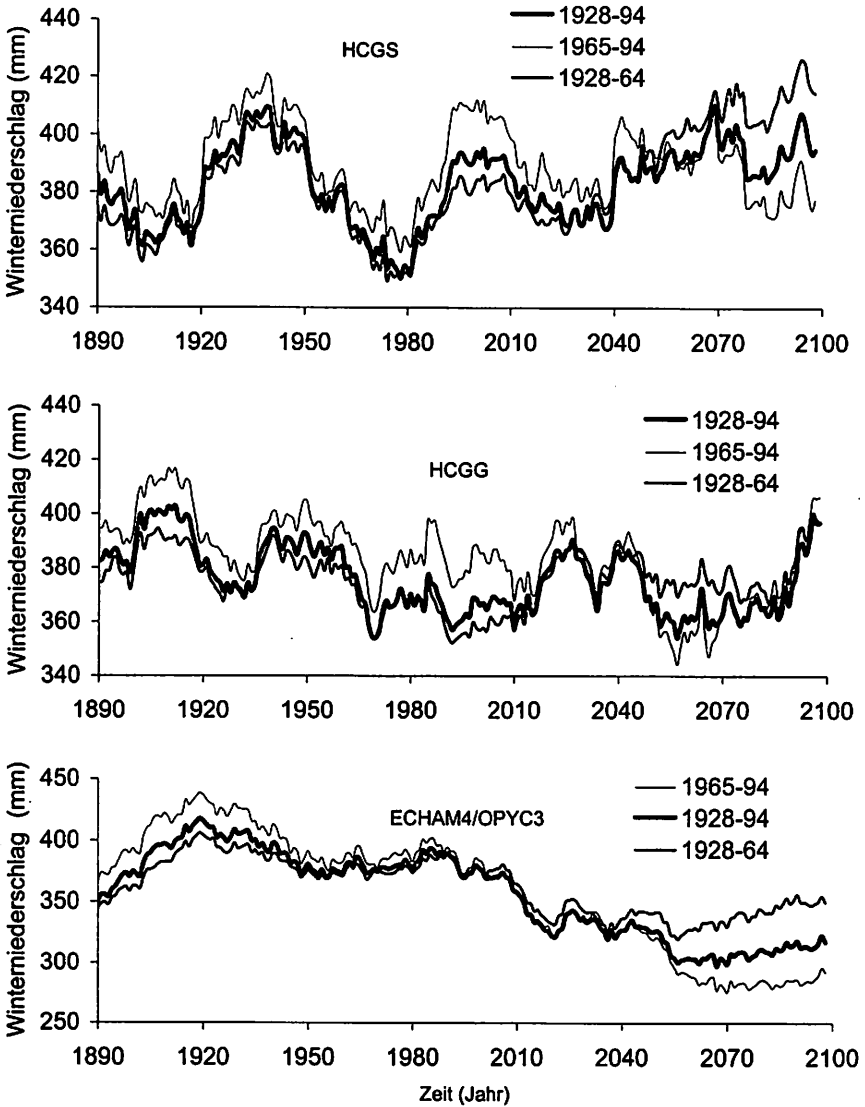


Fig. 21. Wie Fig. 20. Unterschiede in den Niederschlagsszenarien für Barcelonnette bei Verwendung unterschiedlicher Fit-Perioden für die Erstellung der empirischen Regressionsmodelle.

Ein Problem der Gitterpunktinterpolation ist, daß 6 der 16 Punkte im T42-GCM als Meeresoberfläche betrachtet werden, was eine im Vergleich zur Beobachtung gedämpfte Temperaturamplitude vermuten läßt. Als Einwand gegen diese simple Temperaturinterpolation und Korrektur sprechen Meßwerte, die für Hochgebirge stärkere Temperaturanstiege als im regionalen oder globalen Mittel aufzeigen (BENISTON et al. 1997). Da in der vorliegenden Arbeit das Schwergewicht auf der Niederschlagsmodellierung liegt, wurde dies nicht weiter geprüft. Die resultierenden Temperaturszenarien für den Winter sind in Fig. 23 aufgetragen. Die Änderungen der Jahrestemperatur von 1960-89 bis 2070-99 sind in Tabelle 8 zu finden.

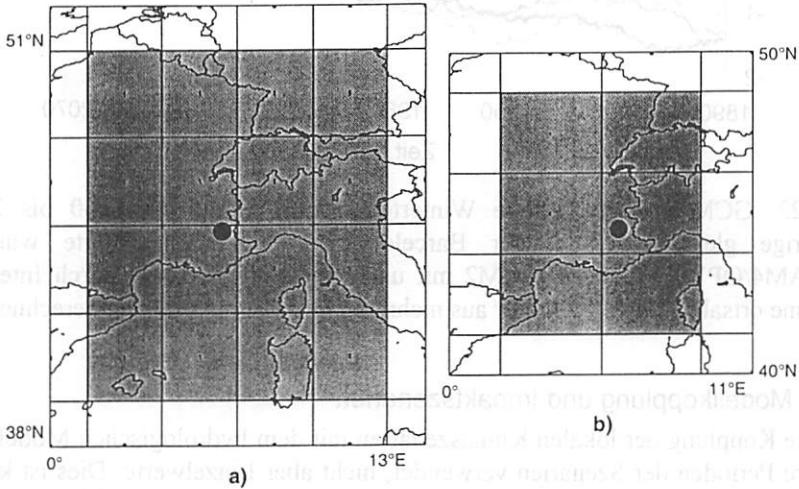


Fig. 22. GCM-Gitterpunkte, über die für die Temperaturszenarien für Barcelonnette interpoliert wurde, sind in grau unterlegt. a) 16 T42-Gitterpunkte von ECHAM4; b) 6 Gitterpunkte von HadCM2 in der Auflösung $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$. Der Gitterpunkt ist der Mittelpunkt des jeweiligen Rechtecks. Barcelonnette ist durch den schwarzen Kreis gekennzeichnet.

Tabelle 8. Jahresmitteltemperatur ($^{\circ}\text{C}$) in Barcelonnette interpoliert aus 3 GCM-Experimenten für zwei Perioden und Betrag des Temperaturanstieges als Differenz beider Perioden. Deutlich sichtbar ist die abkühlende Wirkung der Sulfataerosole in HCGS im Vergleich zu HCGG.

	HCGG	HCGS	ECHAM4/OPYC3
1960-89	7.4	7.4	7.4
2070-99	10.6	10.0	12.0
Differenz	3.2	2.6	4.6

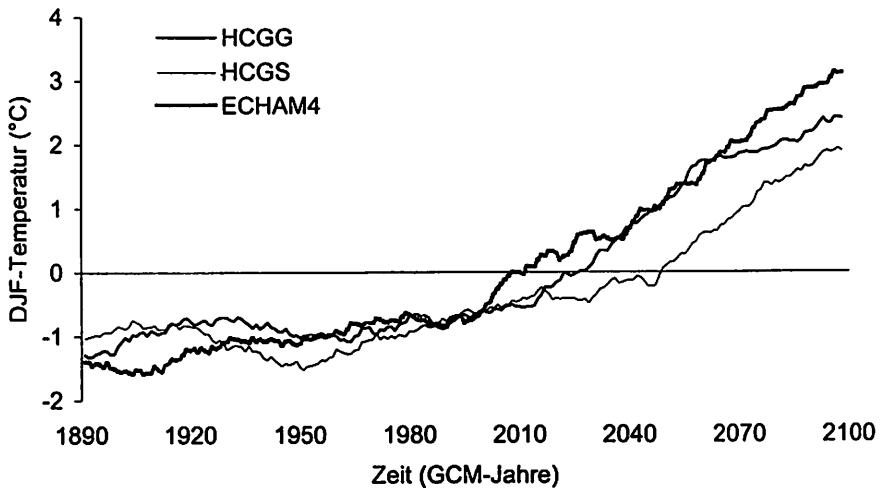


Fig. 23. GCM-basierte mittlere Wintertemperatur (DJF) von 1860 bis 2100 als 30jährige gleitende Mittel für Barcelonnette, Frankreich. Werte wurden für ECHAM4/OPYC3 sowie HadCM2 mit und ohne Sulfataerosole durch Interpolation und eine ortsabhängige Korrektur aus mehreren GCM-Gitterpunkten berechnet.

5.1.6 Modellkopplung und Impaktszenarien

Für die Kopplung der lokalen Klimaszenarien mit dem hydrologischen Modell werden längere Perioden der Szenarien verwendet, nicht aber Einzelwerte. Dies ist konsistent mit der Klimamodellierung und hat darüberhinaus den Vorteil, eine Überinterpretation der Ergebnisse zu erschweren, da keine Aussagen zum März 2057 oder ähnliches gemacht werden sollten. Die Wahl der Periodenlänge ist nicht einfach. Einerseits sollen sie lange genug für eine statistisch signifikante Basis sein, andererseits läuft man Gefahr, Trends wegzumitteln, wenn die Perioden zu lang sind. Die Wahl 30jähriger Subperioden ist an der Länge der Normalperioden der Weltmeteorologischen Organisation (WMO) orientiert und stellt einen Kompromiß zwischen obigen Limitationen dar. Als Zielgröße werden Wiederkehrintervalle ρ für die Auslösung von Bewegungen jeweils für die 30jährigen Unterperioden berechnet. In einem Monte-Carlo-Ansatz werden pro Unterperiode 1000 Grundwassersimulationen für den gesamten Winter von Oktober-April durchgeführt, die mit den Ergebnissen der CCA und des addierten stochastischen Rauschens $\text{Var}(\epsilon)$ angetrieben werden. Hierbei bleibt der CCA-basierte Anteil 1000mal identisch, während $\text{Var}(\epsilon)$ 1000mal zufällig generiert wird. Mit der Extremwertstatistik nach GUMBEL (1958) wird die Anzahl der Winter pro 30 Jahre bestimmt, die mindestens einmal den kritischen Grundwasserstand von -4 m überschreiten. In Fig. 24 ist der Ablauf graphisch dargestellt. Diese Impaktmodellierung wurde für alle 3 GCMs für jeweils 30jährige Perioden mit einer Schrittweite von 10 Jahren durchgeführt (1870-1899, 1880-1909, ..., bis 2070-2099). Fig. 25 zeigt die simulierten Wiederkehrintervalle der Rutschungsaktivität von Boisivre.

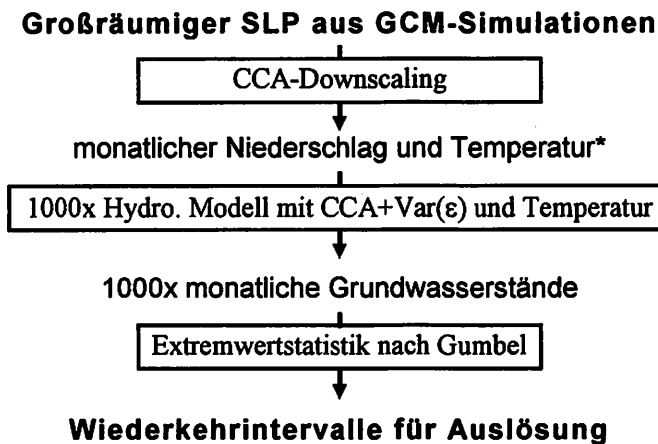


Fig. 24. Modellkette für die Klimafolgenbewertung der Aktivität von Boisivre. Der aufgezeigte Ablauf wird für je 30jährige Perioden durchgeführt. Ausgabe sind Wiederkehrintervalle der Auslösung innerhalb der betrachteten Periode. *Die Temperatur wird nicht durch CCA, sondern durch Interpolation mehrerer GCM-Gitterpunkte berechnet.

5.1.7 Diskussion

Zunächst ist festzuhalten, daß es nur durch Analyse der nordatlantischen Zirkulation möglich ist, Aussagen zur Aktivität von Boisivre in den französischen Seealpen zu treffen. Dadurch wird die Ableitung zukünftiger Aktivitätsszenarien durch ein Downscaling von GCM-Experimenten ermöglicht. Die Resultate müssen allerdings genauer diskutiert werden.

Die Betrachtung der Zeitreihenkorrelation zwischen beobachteter und geschätzter Niederschlagsreihe (Tabelle 6) wirft die Frage auf, welche Qualität in Form einer Mindestkorrelation die Regressionsmodelle haben sollten, um noch sinnvoll anwendbar zu sein. Im beschriebenen Ansatz wurde diese auf $r=0.5$ gesetzt, so daß alle Sommermonate herausfielen. Die geschätzte Entwicklung der historischen Zeitreihe basierend auf beobachteten SLP-Monatswerten in Fig. 19a zeigt, daß trotz der relativ geringen Korrelationskoeffizienten eine große Übereinstimmung beider Reihen besteht, vor allem wenn man die mehrjährige Variabilität betrachtet.

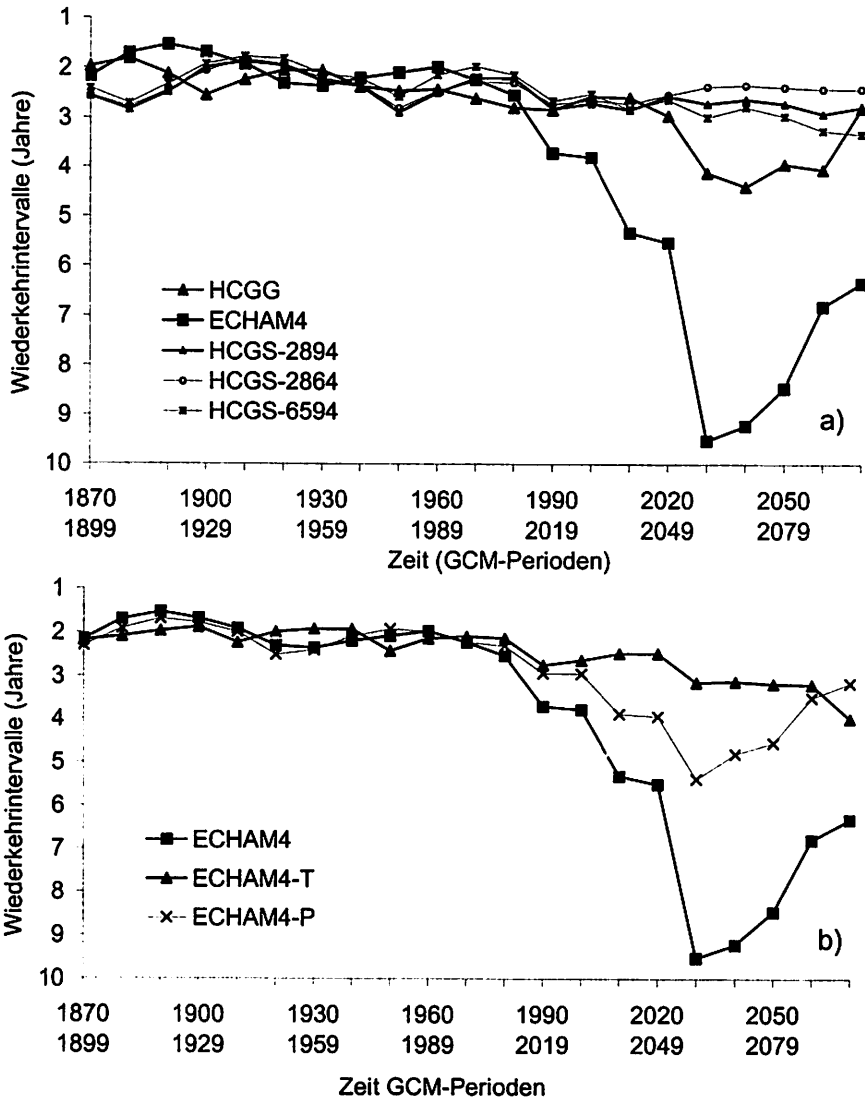


Fig. 25. Wiederkehrintervalle der Rutschungsaktivität von Boisivre berechnet mit EPL-SLIDE, angetrieben mit CCA-Schätzungen des Winterniederschlags und interpolierten Temperaturszenarien, siehe Fig. 24. Resultate basierend auf 3 GCM-Experimenten und Resultate von HCGS mit 3 CCA-Modellen, die auf unterschiedlichen Fit-Perioden beruhen (a). Resultate von ECHAM4/OPYC3 mit Gegenüberstellung der Wiederkehrintervalle beruhend auf sich änderndem Niederschlag und Temperatur und sich änderndem Niederschlag bei gleichbleibender Temperatur (ECHAM4-P) und umgekehrt (ECHAM4-T) (b).

Erschwert wird das beschriebene Downscaling durch den Varianzrückgang der geschätzten Zeitreihe. Für ein realistisches Impaktszenario sind aber nicht nur korrekte Mittelwerte, sondern auch eine realistische Variabilität gefordert. Deshalb wurde die Addition von unabhängigem weißen Rauschen in einem Monte-Carlo-Ansatz gewählt, was als bewußte zusätzliche Unsicherheit zu sehen ist.

Die Niederschlagsszenarien, basierend auf den 3 GCM-Experimenten, zeigen unterschiedliches Verhalten und nur bei ECHAM4/OPYC3 einen klaren Trend zu niedrigeren Winterniederschlägen (Fig. 20). Die Signalerkennung ist durch starke dekadische Variabilität erschwert. Dieses niedrige Signal-Rausch-Verhältnis ist eine für Niederschlag typische Eigenschaft. Im Gegensatz dazu steigen alle 3 Temperaturszenarien signifikant an.

Die Übertragbarkeit der gefundenen 7 Regressionsmodelle auf zukünftige Verhältnisse ist einer der kritischen Punkte, die generell für alle empirisch-statistischen Modelle gelten. Streng genommen sind nur Werte glaubwürdig, die innerhalb des Bereichs der beobachteten Daten liegen. Eine erste Abschätzung der Stationarität der empirischen Beziehungen – für die Zukunft ist sie natürlich nicht möglich – bietet ein Vergleich von Regressionsmodellen, die anhand verschiedener Beobachtungsperioden erstellt wurden (vgl. Fig. 21 und Tabelle 6). Die Zeitreihen des Winterniederschlags, je 3 pro GCM-Experiment, driften, außer bei HCGG, v.a. am Ende der Szenarien, also bei hohen Treibhausgaskonzentrationen sowie zu Beginn der simulierten Periode auseinander. Im Gegensatz zu den Differenzen zwischen den GCMs, die über 30 Jahre gemittelt maximal 50.0 mm (HCGG-HCGS), 64.6 mm (HCGG-ECHAM4) und 108 mm (HCGS-ECHAM4) betragen, sind diese mit maximal 38 mm zwischen der Fit-Periode 1928-94 und 1928-64 in ECHAM4 von geringerer Bedeutung.

Eine weitere Unsicherheit des Niederschlagsszenarios betrifft die Wahl des Prädiktors. Sind SLP-Anomalien alleine aussagekräftig genug für lokale Niederschlagsanomalien, oder sollte Temperatur oder ein geopotielles Niveau mit einbezogen werden, wie etwa bei GYALISTRAS et al. (1994) beschrieben? Generell ist anzumerken, daß in der CCA die Verwendung eines einzigen Prädiktorfeldes die Interpretation einfacher gestaltet. Bei einem Prädiktorvektor ist die Beziehung häufig physikalisch nicht nachvollziehbar. Zudem stellten BUSUIOC et al. (1999) fest, daß für die neueren ECHAM-Modelle die CCA-Muster zwischen beobachtetem SLP und Niederschlag sowie zwischen simuliertem SLP und GCM-Niederschlag für die rumänischen Karpaten ähnlich geartet sind. Dies belegt, daß die SLP-Zirkulation allein aussagekräftig für lokale Niederschlagsvariationen ist. Dagegen halten WILBY & WIGLEY (1997) die Änderungen der Zirkulation als Prädiktor für lokale Niederschlagsänderungen nicht für ausreichend, ohne daß die Zunahme von Temperaturfeldern entscheidende Verbesserungen erbrachte. Sie sehen im zunehmenden Wasserdampfgehalt der Troposphäre bei ansteigenden Temperaturen einen wichtigen Effekt für Niederschlagsänderungen, der in weiteren Downscaling-Ansätzen zu berücksichtigen sei.

Die Modellierung der zukünftigen Aktivität der Hangrutschung Boisivre weist folgende Aspekte auf. Das hydrologische Modell ist eine starke Vereinfachung der Realität. Die Validierungsmöglichkeiten anhand der dendrogeomorphologisch be-

stimmtem historischen Aktivitätsjahre sind so weich, daß einfache Schwellenwertmodelle mit der gleichen Qualität validiert werden können wie EPL-SLIDE (BUMA 1998). Bei der Modellierung der Wiederkehrintervalle ρ sind die Differenzen zwischen den GCM-Experimenten nach der Periode 1979-2009 beträchtlich (Fig. 25a). Vor allem das ECHAM4/OPYC3-Szenario zeigt eine Verlängerung der Wiederkehrintervalle, also einen Rückgang der Rutschungsaktivität, was mit dem starken Niederschlagsrückgang koinzidiert. Ein weiteres Charakteristikum, im ECHAM-Szenario besonders deutlich, ist die starke Variabilität. Hätte man nur die Perioden 1960-89 und 2070-99 zur Verfügung – ähnliches ist in verschiedenen Beiträgen zu Klimafolgen häufig zu finden – ergäbe sich ein anderes Bild als bei Hinzunahme der Periode 2030-59.

Der Vergleich der Fit-Perioden für simulierte Werte von ρ wurde nur für HCGS erstellt, (Fig. 25a). Die Differenz zwischen ECHAM4/OPYC3 und HCGS beträgt für ρ bis zu 5 Jahre, während sie zwischen den verschiedenen Fit-Perioden bei HCGS maximal 0.5 Jahre beträgt. Dies zeigt, daß die Ergebnisse der verschiedenen GCM-Experimente eine größere Unsicherheit in die Szenarien einbringen, als die unterschiedliche Wahl der Fit-Perioden. Dies wurde auch für den simulierten Niederschlag festgestellt.

Schließlich bleibt noch die Frage zu untersuchen, ob die Veränderung der Rutschungsaktivität in erster Linie auf die veränderten Winterniederschläge oder die steigenden Temperaturen zurückgeht. Dafür wurde das Impaktmodell basierend auf ECHAM4/OPYC3, das die größten Änderungen aufweist, wahlweise mit Niederschlagsszenarien und unveränderter Mitteltemperatur angetrieben und vice versa (Fig. 25b). Während bei ausschließlicher Berücksichtigung der steigenden Temperatur eine sukzessive, stetige Abnahme der Aktivität resultiert, ist umgekehrt die Kurve, bei der sich nur der Niederschlag ändert, viel variabler und hat größere Amplituden. Bis auf die letzte Periode 2070-99 haben Niederschlagsschwankungen den größeren Einfluß auf die Rutschungsaktivität. Eine kombinierte Modellierung beider Effekte ist wichtig, um die Größenordnung der Änderungen abschätzen zu können. Nach jetzigem Kenntnisstand sollte bei zukünftigen Studien mehr Gewicht auf die Erstellung der Temperaturszenarien gelegt werden als bisher. Ein Erklärungsmodell für den relativ starken Einfluß der Temperatur ist die durchschnittliche Wintertemperatur (DJF) in Barcelonnette, die 1961-1990 -1.0°C betrug und in den Szenarien stark ansteigt (Fig. 23). Die Schneefall- und Lagedauer ist deshalb potentiell sensitiv gegenüber geringen Temperaturerhöhungen. Dies hat Einfluß auf die Schneeakkumulation und das Freiwerden großer Schmelzwassermengen am Ende der Frostperiode mit entsprechend hohen Grundwasserständen. Die Betrachtung kritischer Grundwasserstände im Jahresverlauf zeigt eine Verschiebung des häufigsten Auftretens von April-Mai in 1950-99 zu März-April in 2050-99. Dies wird als Effekt der verringerten Schneespeicherung gedeutet. Wegen eingangs erwähnter Höhendifferenz zwischen der Meßstation und Boisivre ist der Temperatureffekt in der Realität etwas später zu erwarten als simuliert.

Ein letzter Aspekt der simulierten Wiederkehrintervalle ist die Unsicherheit durch die implizite Modellannahme konstanter Parameter der Vegetation und der Morphologie. Durch die zum Teil beträchtliche Erwärmung bei geringer werdenden Niederschlägen ist es denkbar, daß die Kieferbestände mit Implikationen für den

Wasserhaushalt von Boisivre Veränderungen erfahren. Zusätzlich könnte ein Extremhochwasser des nur 20 m vom unteren Rutschungsende entfernten Riou Bourdoux den Hang unterschneiden, was erhebliche Folgen für die Hangmorphologie und die Hangstabilität zur Folge hätte, die im vorliegenden Ansatz nicht berücksichtigt werden konnten.

5.2 Niederschlagssimulation mit Analog-Technik

Da die Analog-Technik unabhängig von der Wahl des lokalen Parameters ist, konnten drei über Europa verteilte Stationen gleichzeitig simuliert werden. Ziellokalitäten sind die schon aus der Einführung bekannten Hangrutschungen Boisivre mit Klimastation Barcelonnette und Alverà mit Klimastation Cortina d'Ampezzo (Fig. 1) sowie darüberhinaus die komplexe Hangrutschung The Roughs, SE-England, mit Klimastation Sandling Park. Die Durchführung des Downscaling und erste Ergebnisse werden im folgenden vorgestellt. In Abschnitt 5.3 wird eine Anwendung des Szenarios für den Schuttstrom Alverà beschrieben. Zuerst aber einige Information zu den Niederschlagsdaten.

Um die Homogenität der Niederschlagswerte der Station Cortina d'Ampezzo des Ufficio Idrografico e Mareografico Venezia auf 1275 m von 1922-1996 zu testen, wurden sie mit Daten der benachbarten Stationen Misurina (10 km ENE) 1922-75 und San Vito (12 km SE) 1922-87 verglichen. Als Parameter wurden tägliche und monatliche Niederschlagssummen, die Anzahl der Tage/Monat mit mehr als 0.2 mm Niederschlag sowie die intramonatliche Variabilität, ausgedrückt durch die Standardabweichung, herangezogen. Die Zeitreihenkorrelationen dieser Parameter sind in Tabelle 9 aufgeführt.

Tabelle 9. Zeitreihenkorrelationen verschiedener Parameter des Niederschlags in Cortina d'Ampezzo, Misurina und San Vito (Dolomiten, Italien).

	Cortina: Misurina (1922-75)	Cortina: San Vito (1922-87)
Tagessummen	0.73	0.54
Monatssummen	0.87	0.82
Tagezahl/Monat > 0.2 mm	0.76	0.66
Intramonatliche Variabilität	0.77	0.68

Eine optische Bewertung der Niederschlagsreihen zeigt für alle Stationen einen fallenden Trend. In JJA und SON passen die Reihen nach 1950 besser zusammen. Bei allen drei Parametern ist in den ersten Jahren (1922-25) eine Diskrepanz zwischen San Vito und den beiden anderen zu erkennen. Die Schlußfolgerung der Tests ist, daß Cortina und Misurina weitgehend übereinstimmen, während San Vito in Details abweicht. Offensichtliche Inhomogenitäten der Niederschlagsmessungen in Cortina konnten nicht aufgedeckt werden.

Die Niederschlagsdaten von Sandling Park, UK, reichen bis ins Jahr 1900 zurück. Seit 1946 ist die Reihe ohne Fehlwerte. Ein Vergleich mit der benachbarten Station Folkestone Warren von 1959-95 zeigt für die Niederschlagssummen eine Korrelation von $r=0.79$ (täglich) und $r=0.97$ (monatlich). Es konnten keine Hinweise auf Inhomogenität der Reihe gefunden werden. Die Daten von Barcelonnette wurden bereits in Abschnitt 5.1 vorgestellt.

5.2.1 Downscaling-Modell

Die Analog-Technik wurde mit Bodenluftdruck (SLP), 5 berücksichtigten EOFs und einer Zeitscheibe von 3 Tagen durchgeführt. Dies heißt, daß R_t in Beziehung zum SLP-Feld der Tage t , $t-1$, $t-2$ gesetzt wird, um die Entwicklung der großräumigen Situation zu erfassen. Beide Variablen wurden in die Jahreszeiten MAM, JJA, SON und DJF aufgeteilt und darin die Zirkulationsanaloge gesucht. Bei einer Länge der Fit-Periode von 30 Jahren ergeben sich so jeweils ca. 2730 mögliche Analoge pro Jahreszeit, aus denen gewählt werden kann. Um Unsicherheiten und mögliche Instationaritäten der Beziehung aufzuzeigen, wurde die Analog-Technik mit drei unterschiedlichen Fit- und Zielperioden durchgeführt, die in Tabelle 10 angegeben sind.

Tabelle 10. Fit- und Zielperioden der Analog-Technik mit Bodenluftdruck für täglichen Niederschlag in Cortina, Barcelonnette und Sandling Park.

	Fit-Periode	Zielperiode
Analog1	1962-91	1900-61
Analog2	1928-57	1958-91
Analog3	1946-75	1922-44 und 1976-94

5.2.2 Validierung

Entsprechend der jahreszeitlichen Modellierung wurde auch die Validierung getrennt nach Jahreszeiten mit unterschiedlichen Güteparametern durchgeführt. Die Zeitreihenkorrelationen der Niederschlagssummen sind in Tabelle 11 aufgeführt. Identische Tabellen wurden für die Standardabweichung der Tagesniederschläge innerhalb einer Saison und die Anzahl der Tage mit Niederschlag > 0.2 mm pro Saison erstellt (Tabelle 12). Die Bewertungstabellen zeigen, daß a) der Winter meist besser simuliert wird als der Sommer und b) die englische Station durchweg bessere Korrelationen zeigt als die alpinen Stationen Cortina und Barcelonnette. Für beide alpinen Stationen werden die Werte aller 3 Parameter überwiegend unterschätzt, während sie für die englische Station eher überschätzt werden. Die Fähigkeit historische Niederschlagszeitreihen zu rekonstruieren, ist in Fig. 26 für Wintersummen in Cortina demonstriert.

Tabelle 11. Zeitreihenkorrelation der jahreszeitlichen Niederschlagssummen jeweils der Zielperioden zwischen Analog-Schätzung und Beobachtung.

	Sandling Park	Cortina	Barcelonnette
Analog1: Korrelation 1900-61 (Cortina ab 1922, Barcelonnette ab 1928)			
MAM	.20	.33	.34
JJA	.44	.02	-.15
SON	.39	.42	.33
DJF	.47	.52	.27
Analog2: Korrelation 1958-91			
MAM	.18	.31	.48
JJA	.34	.51	.16
SON	.50	.40	.31
DJF	.54	.07	.46
Analog3: Korrelation 1922-44 und 1976-94 (zusammen)			
MAM	.38	.21	-.04
JJA	.37	-.25	-.19
SON	.35	.48	.27
DJF	.56	.48	.76

Tabelle 12. Korrelation der intramonatlichen Standardabweichung der Tagesniederschläge gemittelt über Jahreszeiten und Korrelation der Anzahl der Tage mit Niederschlag > 0.2 mm pro Saison zwischen Analog-Schätzung und Beobachtung.

	intramonatl. Standardabweichung			Tage mit Niederschlag > 0.2 mm		
	Sandling P.	Cortina	Barcelon.	Sandling P.	Cortina	Barcelon.
Analog1						
MAM	.44	.39	.45	.51	.24	.37
JJA	.50	.38	-.29	.43	.04	.17
SON	.62	.56	.54	.54	.45	.09
DJF	.24	.36	.42	.60	.47	.42
Analog2						
MAM	.67	.46	.74	.55	.18	.50
JJA	.52	.82	.49	.61	.08	.16
SON	.66	.71	.87	.53	.28	.45
DJF	.27	-.02	.46	.48	.53	.64
Analog3						
MAM	.72	.20	.36	.74	.47	.36
JJA	.77	.16	.49	.34	.23	.11
SON	.71	.65	.75	.56	.31	.26
DJF	.32	.43	.69	.48	.42	.70

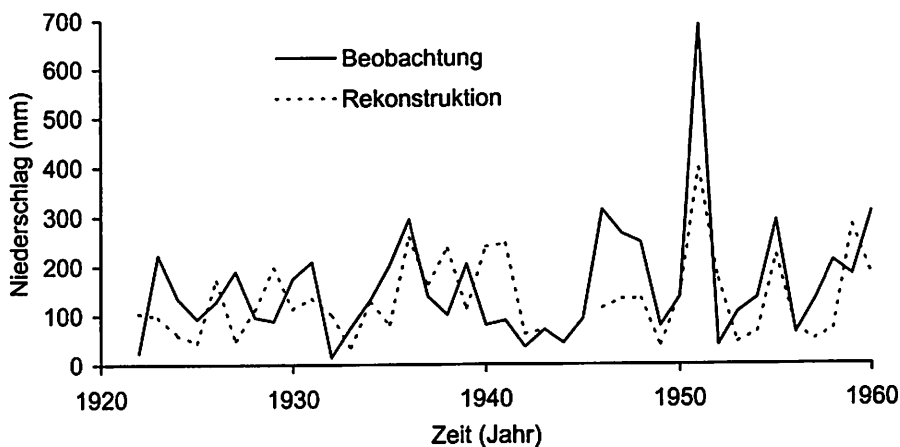


Fig. 26. Gemessener und rekonstruierter Winterniederschlag (DJF) in Cortina d'Ampezzo, 1922-1960. Die Rekonstruktion basiert auf der Analog-Technik mit Fit-Periode Analog1.

Zusätzlich wurde nur für Cortina d'Ampezzo auch die Autokorrelation, die niederfrequente Variabilität als Standardabweichung der Saisonsummen und die Häufigkeit bestimmter Niederschlagsklassen für die Fit-Perioden Analog1 und Analog3 ausgewertet. Der Autokorrelationskoeffizient zur Zeitverschiebung 1 Tag weist mit Analog1 Rückgänge von 25-70% auf, bei Analog3 dagegen Rückgänge von 0-60%. Mit Analog1 wird die niederfrequente Variabilität immer unterschätzt, während bei Analog2 im Frühjahr und Sommer überschätzt und im Herbst und Winter unterschätzt wird. Bei Analog3 dagegen wird die niederfrequente Variabilität im Frühjahr und Sommer unterschätzt und für Herbst und Winter korrekt simuliert. Die Häufigkeit starker Niederschläge mit > 5 mm/Tag wird in Cortina im Sommer und Herbst bei Analog1 unterschätzt, in der Klasse > 20 mm sogar um 37%. Mit Analog3 dagegen wird nur der Herbst bei > 5 mm unterschätzt, im Sommer dagegen wird nur die Klasse > 20 mm/Tag um 4% unterschätzt.

5.2.3 Niederschlagsszenarien

Aufgrund technischer Probleme bei der Beschaffung täglicher GCM-Daten konnten mit der Analog-Methode nur die Jahre 1960-1989 und 2070-2099 (ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole) und 1950-1979, 2020-2049 sowie 2070-2099 (HadCM2 mit Sulfataerosolen) simuliert werden. Die Simulation wurde nur für die Fit-Perioden Analog1 und Analog3 durchgeführt. Ergebnisse für Cortina sind in Tabelle 13 zusammengefaßt. Die Änderungen innerhalb der GCM-Experimente sind im Vergleich zu den Differenzen zwischen Beobachtung und Validierung relativ klein und selten auf dem 95%-Niveau signifikant. Darüber hinaus fällt auf, daß das Vorzeichen der Ände-

rung je nach Wahl der Fit-Periode unterschiedlich ausfallen kann. Dies stellt ein Problem für die Szenarienerstellung dar, da nicht entschieden werden kann, welche Fit-Periode die *richtigere* ist.

Tabelle 13. Prozentualer Anteil von Niederschlagssummen, intramonatlicher Standardabweichung und Anzahl der Tage > 0.2 mm Niederschlag der GCM-Periode 2070-99 im Vergleich zu 1960-89 (ECHAM4/OPYC3) bzw. 1950-79 (HadCM2 mit Sulfat-aerosolen) in Cortina. Fettdruck zeigt signifikante Änderungen auf dem 95%-Niveau an.

Cortina	ECHAM4/OPYC3		HadCM2 mit Sulfat	
Nieders.-Summen	Analog1	Analog3	Analog1	Analog3
MAM	95.9	104.3	85.5	98.3
JJA	93.3	97.0	105.3	110.7
SON	80.1	72.5	97.5	107.2
DJF	86.3	85.8	133.2	108.7
Intramonatliche Standardabweichung				
MAM	96.1	100.0	84.8	95.4
JJA	94.8	102.7	106.0	113.4
SON	82.8	74.9	89.7	103.4
DJF	86.4	87.2	121.6	103.4
Anzahl der Tage mit > 0.2 mm				
MAM	94.33	104.50	99.08	102.10
JJA	103.64	101.74	98.27	100.00
SON	88.10	92.58	97.56	100.00
DJF	91.51	95.70	102.01	95.03

In Cortina steigt der Autokorrelationskoeffizient zwischen 1960-89 bzw. 1950-79 und 2070-99 mit wenigen Ausnahmen bei Verwendung beider GCMs und beider Fit-Perioden an. Die niederfrequente Variabilität ändert sich je nach GCM und Fit-Periode uneinheitlich. Basierend auf ECHAM4/OPYC3 werden mit beiden Fit-Perioden Abnahmen der Variabilität für Sommer und Herbst simuliert. Basierend auf HadCM2 wird nur der Winter mit beiden Fit-Perioden einheitlich simuliert, wobei eine Zunahme der niederfrequenten Variabilität festzustellen ist. Die anderen Jahreszeiten weisen unterschiedliche Vorzeichen der Änderung auf. Die Häufigkeit starker Niederschläge mit > 5 mm/Tag in JJA und SON ist bei ECHAM4/OPYC3 und Analog3 sowie Analog1 rückläufig, außer daß bei letzterem die Klasse > 20 mm in JJA mit 101.5% nahezu gleichbleibt. Dagegen ergeben sich bei HadCM2 mit Analog1 überwiegend Zunahmen der niederschlagsreichen Klassen, bei Analog3 ist das Verhältnis ausgeglichen, dafür legt die Klasse > 20 mm in JJA um 41% zu.

Für die Stationen Sandling Park und Barcelonnette ergeben sich ähnliche Aussagen, die hier nicht aufgeführt werden sollen. Von größerem Interesse ist, die Folgen der simulierten Klimaänderung auf Grundwasserstände und Hangbewegungen zu untersuchen. Dies wird für den Schuttstrom Alverà im Abschnitt 5.3 behandelt.

5.2.4 Temperaturszenarien

Die lokale Lufttemperatur wurde in Analogie zu Barcelonnette durch einfache Interpolation der 4 (ECHAM4) bzw. 6 (HadCM2) zu den Ziellokalitäten nächsten Gitterpunkte der GCMs abgeleitet. Im Gegensatz zu dem monatlichen Szenario mit ECHAM4 in Abschnitt 5.1 lagen die täglichen Temperaturdaten nicht im Original T42-Format, sondern auf $5^\circ \times 5^\circ$ vor. Deshalb wurde nur von 4 anstatt 16 Gitterpunkten interpoliert. Wie für Barcelonnette mußten die absoluten Werte über eine lineare Beziehung an die Beobachtungswerte angepaßt werden, was mit monatlichen Korrekturwerten erfolgte. Zusätzlich wurde dann wiederum auf Monatsbasis aus den Beobachtungen eine Beziehung zwischen Abweichung der täglichen Mitteltemperatur von der Monatsmitteltemperatur in Abhängigkeit vom Niederschlag hergestellt. Die aus dem GCM interpolierte Temperatur wird folglich zuerst durch den Lokalfaktor (v.a. Höhenlage) korrigiert und dann an die mit der Analog-Methode erstellten Niederschlagsreihen, entsprechend der empirischen Beziehung, angepaßt. Letzteres sind Änderungen im Bereich von $\pm 0.5^\circ\text{C}$. Sie beeinflussen monatliche oder jahreszeitliche Durchschnittswerte nur unmerklich.

5.2.5 Diskussion

Mit der Analogmethode konnten je nach Wahl der Fit-Periode und der Jahreszeit historische Niederschlagszeitreihen relativ gut rekonstruiert werden, wobei allerdings die Niederschlagssummen unterschätzt werden. Auch Starkniederschläge und die Autokorrelation werden systematisch unterschätzt. Etwas differenzierter ist das Bild für die niederfrequente Variabilität des Niederschlags, die aber auch in der Mehrzahl unterschätzt wird. Die großen Differenzen bei Verwendung unterschiedlicher Fit- und Zielperioden mit der Analog-Technik stellen ein Problem dar. Es ist zu klären, auf welche Ursachen die teilweise unbefriedigenden Ergebnisse zurückgehen könnten. Die Vermutung von Inhomogenitäten in den Niederschlagsmessungen konnte nicht bestätigt werden. Insbesondere die Tatsache, daß die Probleme nicht nur bei einer, sondern bei allen 3 Stationen auftreten, spricht gegen diese Vermutung. Allerdings könnte die Beziehung zwischen Zirkulationstyp und Niederschlag instationär sein, was zwar unwahrscheinlicher ist als von WILBY et al. (1995) für Wetterlagen beschrieben, aber doch zu bedenken.

Eventuell ist die Zeitscheibe von 3 Tagen oder die Verwendung von 5 EOFs nicht optimal. Um den letzten Punkt zumindest annähernd zu überprüfen, wurden folgende Versuche durchgeführt. Mit Analog1 wurde für DJF und Cortina die Technik mit maximal 10 EOFs und unveränderter Zeitscheibe betrieben und dasselbe mit 5 EOFs, aber ohne Zeitverschiebung. Die Ergebnisse deuten an, daß zusätzliche EOFs keine Verbesserung bringen und daß das Weglassen der Zeitverschiebung nachteilig ist. Weitere Versuche mit wahlweise 2 oder 5 EOFs zeigen, daß teilweise die Verwendung von nur 2 EOFs bessere Ergebnisse liefert. Allerdings ergab sich dabei kein eindeutiges Bild, das eine Neumodellierung der gesamten Daten nahegelegt hätte.

Um zu überprüfen, ob bestimmte Analoge besonders häufig gewählt werden und wieviele der möglichen Situationen als Analog verwendet wurden, kam eine künstliche Reihe des lokalen Parameters mit aufsteigenden Werten von 1-2730 zum Einsatz. Es stellt sich heraus, daß im Durchschnitt nur 52% der möglichen Situationen selektiert,

während einzelne Zirkulationsmuster bis zu 14mal als Analog gewählt wurden. Ein Blick auf die Zeitreihen der Distanzen der gewählten Analoge, gemittelt über die Jahreszeiten, zeigt keinen Trend oder andere Unstimmigkeiten, die auf Probleme der Technik oder der Datenreihen schließen lassen.

Für einen weiteren Test wurden von Analog1 und Analog3 die Jahre 1922-44 als Schnittmenge der jeweiligen Zielperiode verglichen. Die Korrelation beider Schätzungen (3. Spalte in Tabelle 14) ist erstaunlich gering, da die Analoge aus SLP-Anomalien mit derselben Methode gesucht und lediglich unterschiedliche Fit-Perioden verwendet wurden. Deshalb wurde ein weiterer Test durchgeführt, bei dem die SLP-Anomalien der Zielperiode von unterschiedlichen Perioden berechnet wurden (der zeitliche Mittelwert, der bei der Berechnung der Anomalien von den Meßwerten subtrahiert wird, ist abhängig von der Periode, vgl. Gleichung 6). Die Ergebnisse sind in Tabelle 14 dargestellt.

Tabelle 14. Korrelation der Saisonsummen verschiedener Analogschätzungen der Jahre 1922-44 für Cortina. Berechnung der Zielperiode 1922-44 mit SLP-Anomalien 1922-44 bei Analog1b und Analog3 sowie mit SLP-Anomalien von 1900-1961 bei Analog1.

Cortina, 1922-44	Analog1:Analog1b	Analog1:Analog3	Analog1b:Analog3
MAM	0.92	0.39	0.40
JJA	0.77	0.44	0.37
SON	0.81	0.25	0.11
DJF	0.90	0.40	0.48

Es zeigt sich eine Abhängigkeit der Niederschlagssimulation von der Periode, über die die SLP-Anomalien berechnet werden, da ansonsten die Korrelationen zwischen Analog1 und Analog1b viel höher sein müßten. Die gefundene Sensitivität der Analog-Methode gegenüber geringen Unterschieden in den Zielanomalien erschwert deren Anwendbarkeit und sollte im Detail geklärt werden.

Obwohl die genannten Unsicherheiten und offenen Fragen bei Verwendung der Analog-Technik nicht abschließend geklärt werden konnten, wurden die lokalen Klimaszenarien für die Impaktmodellierung von Alverà eingesetzt.

Abschließend wird der Frage nachgegangen, ob CCA und die Analog-Technik, die beide nur mit SLP benutzt wurden, für Barcelonnette ähnliche Änderungen der Niederschläge simulieren. Hierzu sind in Tabelle 15 die 7 mit CCA geschätzten Monate mit den Ergebnissen der Analog-Technik für ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfat zusammengefaßt. Es ist offensichtlich, daß die beiden Szenarien der Analog-Technik bezüglich der Richtung der Niederschlagsänderung relativ ähnlich sind und nur im November Unterschiede zeigen. Dagegen stimmen nur bei 4 der 7 Monate die Vorzeichen der Änderung zwischen CCA und beiden Analog-Szenarien überein. Der Vergleich ist allerdings durch die bestehenden Unsicherheiten in der Analog-Technik beeinträchtigt.

Tabelle 15. Prozentualer Anteil von Niederschlagssummen der GCM-Periode 2070-99 im Vergleich zu 1960-89 für Barcelonnette bei Downscaling von SLP aus ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole.

Monat	Analog1 in %	Analog3 in %	CCA in %
Jan.	81.4	64.6	79.7
Febr.	106.9	100.2	152.5
März	107.9	127.6	83.4
April	105.7	114.9	73.2
Okt.	91.7	91.5	59.4
Nov.	89.5	105.0	82.6
Dez.	67.3	61.2	77.0

MARTIN et al. (1997) wendeten eine Analog-Technik basierend auf Feldern geopotentieller Höhe und Temperatur für die französischen Alpen, einschließlich der Station Embrun in 15 km Entfernung von Barcelonnette, an. Ihre Szenarien für $2\times\text{CO}_2$ zeigen leicht abnehmende Jahresniederschläge mit einer älteren ECHAM-Version und einen starken Rückgang mit einer älteren Version eines GCM des Hadley Centre. Wegen der Generationsunterschiede der verwendeten GCMs sind keine direkten Vergleiche der entwickelten Szenarien möglich. Dies wäre aber notwendig, um die Downscaling-Techniken vergleichen zu können.

5.3 Alverà, Cortina d'Ampezzo

5.3.1 Lage und geomorphologische Situation

Der Schuttstrom (mudslide) Alverà in den italienischen Dolomiten, nordöstlich von Cortina d'Ampezzo (Fig. 27), ist als langsame Translationsrutschung in einem leicht geneigten, tonreichen Hang entwickelt. Details dieses Schuttstroms sind in ANGELI et al. (1992, 1996), GASPARETTO et al. (1996) sowie dem TESLEC Summary Report (DIKAU et al. 1996c) aufgeführt. Die geologische Struktur um Cortina ist durch eine wiederholte Abfolge dolomitischer und pelitischer Gesteine charakterisiert.

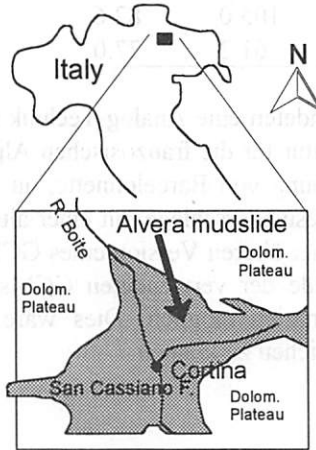


Fig. 27. Lage des Schuttstromes Alverà bei Cortina d'Ampezzo in den italienischen Dolomiten.

Landschaftlich dominieren steile Wände aus Hauptdolomit, die nach unten in flachere Bereiche aus weniger widerstandsfähigen Einheiten übergehen. Das gesamte Tal ist ein kompliziertes Muster verschiedener postglazialer Massenbewegungen. Dies kommt in der geologischen Karte von Cortina d'Ampezzo im Maßstab 1:25000 (PASUTO et al. 1997) eindrucksvoll zum Vorschein. Alverà ist in der San Cassiano-Formation entwickelt, die aus einer Wechsellagerung von Mergeln, Schiefertonen und grauen Kalksandsteinen besteht. Die San Cassiano-Formation verwittert unter Bildung von tonreichem Material. Wegen ihrer weiten Verbreitung existieren zahlreiche ähnliche Schuttströme in der Umgebung von Cortina d'Ampezzo. Alverà ist ca. 1800 m lang, durchschnittlich 80 m breit und weist eine mittlere Neigung von 7.3° auf (ANGELI et al. 1992). Er erstreckt sich über 200 m Höhendistanz von 1320 m bis 1520 m NN.

5.3.2 Klima

Cortina d'Ampezzo liegt südlich des Alpenhauptkamms. In Fig. 28 sind die langjährigen monatlichen Niederschlagssummen und die Monatsmitteltemperaturen aufgetra-

gen. Der Jahresniederschlag beträgt im Durchschnitt 93.2 mm (1922-90) und die Jahresmitteltemperatur liegt bei 6.8°C (1955-85). Die Jahresniederschläge von 1922-1990 zeigen einen abnehmenden Trend. Alle Daten stammen von der Station Cortina d'Ampezzo des Ufficio Idrografico e Mareografico Venezia auf 1275 m NN (vgl. Abschnitt 5.2).

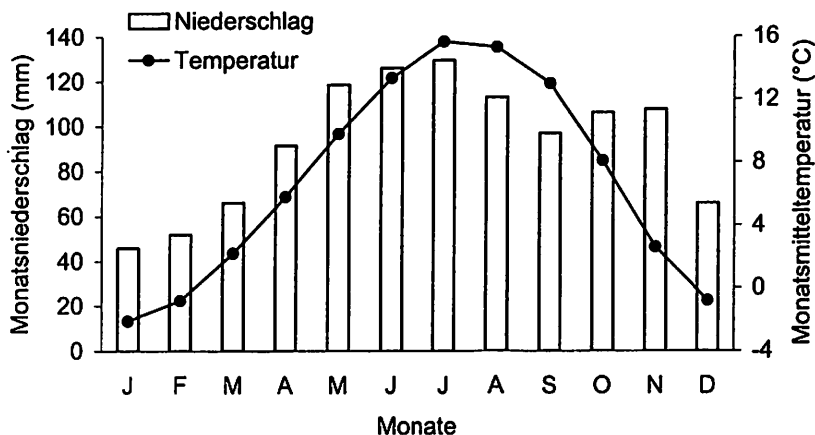


Fig. 28. Langjähriger Monatsniederschlag (1922-1990) und langjährige Monatsmitteltemperatur (1955-85) in Cortina d'Ampezzo nach Daten des Ufficio Idrografico e Mareografico Venezia.

5.3.3 Monitoring des Schuttstroms

Der Schuttstrom Alverà wurde 1989 vom Consiglio Nazionale delle Ricerche (C.N.R.) in Padova, Italien, instrumentiert und wird seitdem kontinuierlich bemessen. Insgesamt wurden 11 offene Piezometer, 4 Inklinometer und 11 Stahlseil-Extensometer installiert (Fig. 29). Diese sind mit Data-Loggern verbunden und liefern kontinuierliche Meßwerte. Die Tiefe der Bohrlöcher beträgt zwischen 9 m und 30 m. Zusätzlich wurde eine meteorologische Station installiert, die Niederschlag (inkl. Schneeäquivalent), Schneehöhe und Lufttemperatur kontinuierlich aufzeichnet.

Mit dieser Monitoring-Installation können Grundwasserschwankungen und Bewegungsbeträge gemessen und mit klimatischen Aufzeichnungen korreliert werden. Die Inklinometermessungen zeigen, daß in einer geringmächtigen Zone in 5 m Tiefe ca. 75 % der aufgezeichneten Bewegung ablaufen. Die restlichen 25 % werden durch eine mächtige Zone mit Kriechprozessen in 17 - 25 m Tiefe verursacht (ANGELI et al. 1997). Neben der Feldinstrumentierung wurden eine Vielzahl von Labortests zu bodenmechanischen und hydrologischen Parametern durchgeführt, so daß Alverà als eine gut bekannte Massenbewegung bezeichnet werden kann.

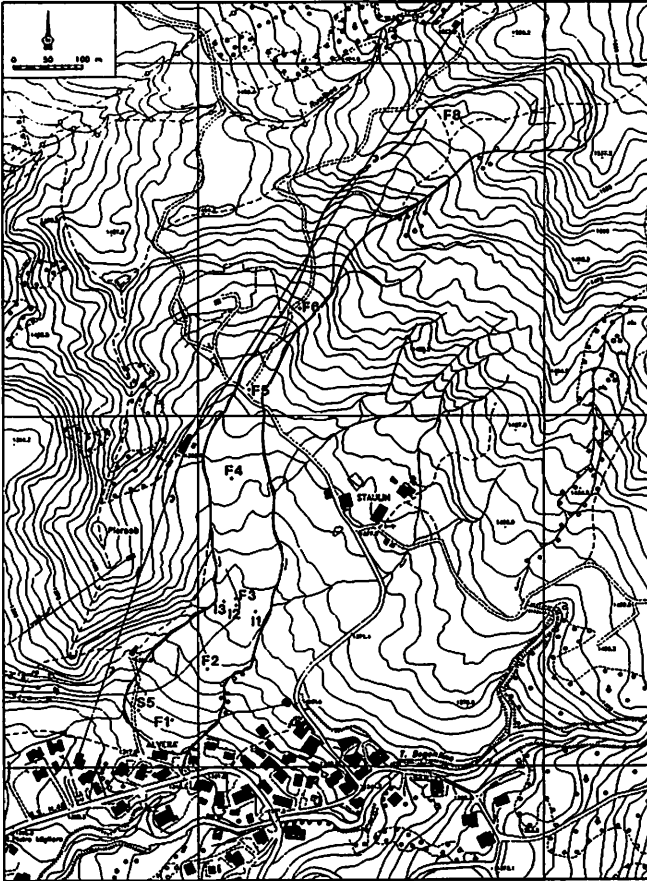


Fig. 29. Meßeinrichtungen auf dem Schuttstrom Alverà. F1-F8: offene Piezometer mit Druckfühler und Bewegungsmesser. I1-I3: Inklinometer mit Druckfühler und Bewegungsmesser. S5: Inklinometer mit Druckfühler und Bewegungsmesser sowie Temperaturmessung. S5 ist seit Juni 1989 in Betrieb, die anderen Instrumente seit Frühjahr 1995 (Quelle: C.N.R. Padova, Italien).

Mit den Meßwerten der zuverlässig funktionierenden Piezometer, Parametern aus den Labortests sowie den Informationen über die Tiefe der Scherfläche wurde das Konzept für die hydrologische Modellierung und das Bewegungsmodell erstellt. Dies ist in ANGELI et al. (1997) detailliert beschrieben. Die beobachtete schnelle Reaktion des Grundwasserspiegels auf Niederschlagsereignisse kann mit der hydraulischen Leitfähigkeit der tonreichen Matrix ($k=10^{-9}$ m/s) nicht erklärt werden. Deshalb wird angenommen, daß schneller Wassertransport in Rissen und Makroporen ein wichtiger hydrologischer Prozess von Alverà im Zeitbereich von Stunden bis Tagen ist (ANGELI

et al. 1997, HENNRICH 1995). Das hydrologische Konzept unterscheidet zwei Schichten und lautet zusammengefaßt:

1. Die schnellen Piezometerreaktionen werden der Infiltration durch ein oberflächennahes, untereinander verbundenes Rißsystem zugeschrieben (Wurzelzone).
2. Weniger zahlreiche, in größerer Tiefe auslaufende Risse (dead end-cracks) können die schnelle Reaktion der Piezometer in tieferen Schichten erklären (Tonschicht).
3. Der Grundwasserspiegel ist vom sinusförmigen Jahresgang des regionalen Matrixflusses mit einem Maximum nach der Schneeschmelze und einem Minimum am Ende des Sommers abhängig.
4. Im Sommer besteht in der Bodenmatrix der Wurzelzone ein Wasserdefizit, das ausgeglichen werden muß, bevor Wasser in die Risse infiltrieren kann. Es liegt nahe, daß die Tiefe der Wurzelzone mit der Tiefe des Rißsystems zusammenfällt. Das oberflächennahe Rißsystem wäre demnach v.a. biogen bedingt, während die tieferen Risse eher durch die Bewegung der Rutschmasse verursacht sind.

5.3.4 Hydrologisches Modell

Das eben beschriebene hydrologische Zweikomponentenmodell wurde in ein numerisches, lineares Tank-Modell integriert, wobei wie schon bei Boisivre auf das Modellkonzept EPL (HENDRIKS 1992) zurückgegriffen wurde (ANGELI et al. 1997). Dieses EPL-Modell für Alverà besteht aus zwei linearen Tanks in Serie (Fig. 30), die die Wurzelzone und die Tonschicht repräsentieren. Dabei wird der obere Tank vom unteren nur dann beeinflusst, wenn der untere voll ist. Der Tankinhalt wird in einen Grundwasserstand umgerechnet, indem er durch die Porosität oder Speicherkapazität des Speichers geteilt wird. Der Jahresgang des regionalen Matrixflusses ist die untere Randbedingung des Tank-Modells. Deshalb hat der untere Tank ein entsprechend veränderliches Volumen. Lateraler Wasserein- oder austritt in die Tanks, als Äquivalent des Rutschungskörpers, ist nicht erlaubt.

Die Eingangsgröße in das Modell ist effektiver Niederschlag. Dieser wird durch Subtraktion eines festen Betrages für Evapotranspiration von der täglichen Niederschlagssumme berechnet (2.5 mm/Tag wenn $T > 9^{\circ}\text{C}$). Transpiration während trockener Tage verursacht ein Wasserdefizit in der Bodenmatrix der Wurzelzone, das erst gefüllt werden muß, bevor Perkolation in die Risse erfolgen kann. Dieser Prozeß wird mit einem einfachen Bodenwasserbilanzmodell simuliert (THORNTHWAITE & MATHER 1957). Die Schneeschmelze wird durch eine Temperatur-Index-Methode simuliert (BERGSTRÖM 1976), wobei Niederschlag an Tagen unter 0°C gespeichert und mit einer temperaturabhängigen Schneeschmelzrate wieder freigegeben wird. EPL liefert befriedigende Resultate für die Bohrlöcher F3, F5, F8 und S5.

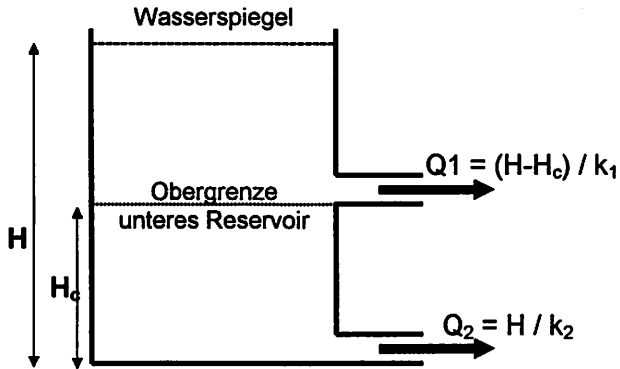


Fig. 30. Konzept des hydrologischen Modells für den Schuttstrom Alverà basierend auf EPL. Q_1 und Q_2 sind Abfluß aus oberem bzw. unterem Reservoir mit den Abflußkoeffizienten k_1 und k_2 . H ist die Höhe zwischen unterer Begrenzung des Tanks und Grundwasserspiegel und ein Maß für den gesamten Speicherinhalt. H_c ist ein Maß für den maximalen Speicherinhalt des unteren Reservoirs bei konstanter Obergrenze.

5.3.5 Hangstabilitätsmodell

Für Alverà wurde ein visko-plastisches rheologisches Modell entwickelt, das nach Eingabe von Grundwasserfluktuationen die Geschwindigkeit der bewegten Masse ausgibt, die in Bewegungsraten umgerechnet werden kann (ANGELI et al. 1996). Das rheologische Modell ist eindimensional, operiert mit täglichen Zeitschritten und beruht auf zwei Grundideen:

1. Die Bewegung startet, wenn der Reibungswiderstand überwunden wird.
2. Die Geschwindigkeit der bewegten Masse wird durch die bei Bewegung einsetzende viskose Widerstandskraft kontrolliert.

Als Reibungswiderstand ist die residuale Scherfestigkeit anzusetzen, da die Masse schon eine Gleitfläche aufweist. Die Berechnung kann für einen quasi infiniten Hang durchgeführt werden, da die Mächtigkeit der bewegten Masse (5 m) gering ist gegenüber ihrer Länge (1800 m). Die Masse beginnt sich zu bewegen, wenn der Grundwasserstand 0.5 m unter Grund überschreitet und kommt nach unterschreiten von 0.8 m Flurabstand wieder zum Stillstand. In Kombination mit dem hydrologischen Modell wird die kumulative Bewegung der Masse als Funktion des Niederschlags berechnet. Ergebnisse für S5 in der Periode 1990-1993 zeigen vielversprechende Ergebnisse dieser Modellkombination (ANGELI et al. 1997).

5.3.6 Downscaling-Modell

Wie aus der Beschreibung des hydrologischen und des rheologischen Modells deutlich wurde, sind die Zeitschritte der Modellierung täglich. Deshalb müssen auch Niederschlag und Lufttemperatur täglich aufgelöst sein. Für die Kalibrierung der Downscaling-Modelle wurden Daten der offiziellen Station verwendet, da die Daten der

Meßstation an der Hangrutschung nur für maximal 7 Jahre existieren. Das Vorgehen und die Validierung bei der Analog-Methode und der Temperaturinterpolation wurde in Abschnitt 5.2 beschrieben.

Mit dem Ziel, die Unsicherheit der Klimafolgenbewertung abzuschätzen, wurden die Ergebnisse der Analog-Technik mit denen des Expanded Downscaling verglichen. Das Expanded Downscaling wurde von Gerd Bürger am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung durchgeführt (zur Technik siehe BÜRGER 1996). Als großräumige Variablen wurden die Höhe des 500 hPa und die Temperatur des 850 hPa Niveaus von 55°W-45°E und 25-75°N verwendet. Lokale Zielparameter sind Niederschlag sowie tägliche Minimum-, Maximum- und Mitteltemperatur. Das Vorgehen für Cortina ist in DEHN et al. (1998) näher beschrieben.

5.3.7 Lokale Klimaszenarien

Ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Expanded Downscaling und der Analog-Methode sind die modellierten Perioden. Wie schon erwähnt, konnten mit der Analog-Methode nur die Jahre 1960-1989 und 2070-2099 (ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole) und 1950-1979, 2020-2049 sowie 2070-2099 (HadCM2 mit Sulfataerosolen) bearbeitet werden. Im Gegensatz dazu konnte mit Expanded Downscaling, basierend auf ECHAM4/OPYC3 mit Sulfataerosolen, ein lokales Niederschlags- und Temperaturszenario von 1860-2100 simuliert werden. Um einen Vergleich mit den Ergebnissen der Analog-Methode in Tabelle 13 zu ermöglichen, werden in Tabelle 16 dieselben Parameter für das Szenario mit Expanded Downscaling angegeben.

Tabelle 16. Prozentualer Anteil der Periode 2070-99 im Vergleich zu 1960-89 für jahreszeitliche Niederschlagssummen, Tage mit > 0.2 mm Niederschlag und intramonatliche Standardabweichung im lokalen Klimaszenario für Cortina, abgeleitet mit Expanded Downscaling basierend auf ECHAM4/OPYC3 mit Sulfataerosolen. Fettdruck zeigt auf dem 95%-Niveau signifikante Änderungen.

Saison	Saisonsummen	Tage > 0.2 mm	intramon. Stdabw.
MAM	91.6	99.0	85.6
JJA	98.6	101.9	96.6
SON	93.1	97.5	103.1
DJF	83.0	85.2	82.3

5.3.8 Modellkopplung und Impaktszenarien

Die täglichen Niederschlags- und Temperaturreihen wurden direkt in das hydrologische Modell EPL eingegeben, mit dessen simulierten Grundwasserständen das viskoplastische, rheologische Modell des Schuttstroms angetrieben wurde. Fig. 31 macht diesen Ablauf deutlich. Allerdings erfolgen keine Aussagen zu Einzeltagen oder Jahren, sondern, wie bei Boisivre erläutert, für Perioden von 30 Jahren Länge, da Einzelwerte zu sehr mit Rauschen behaftet und nicht mit der Klimamodellierung konsistent sind.

Großräumige Felder aus GCM-Simulationen

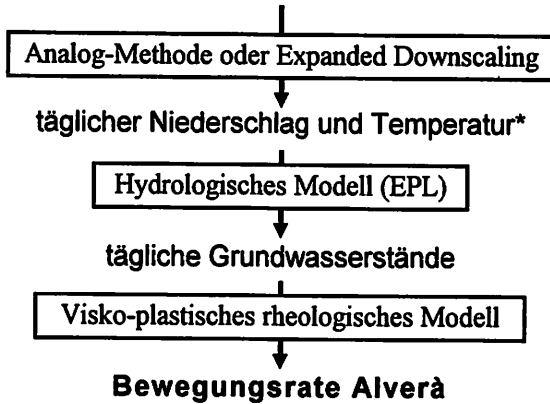


Fig. 31. Modellkopplung für Klimaimpaktscenario des Schuttstroms Alverà. * Die Temperatur wird in Kombination mit der Analogtechnik für Niederschlag durch Interpolation mehrerer GCM-Gitterpunkte berechnet.

Die visko-plastische, rheologische Modellierung wird von der Forschergruppe des C.N.R. Padova, Italien, durchgeführt. Bei Abschluß dieser Arbeit lagen nur Ergebnisse für das Szenario mit Expanded Downscaling vor. Allerdings kann ersatzweise die Häufigkeit der Überschreitung des Grundwasserswellenwertes -0.5 m als Indikator für die Bewegungsaktivität, nicht aber für die Bewegungsrate, dienen. Es hat sich bei den Auswertungen gezeigt, daß diese bei saisonaler Mittelung sehr ähnliche Muster aufweisen. Da mit der Analog-Technik nur je 2 Perioden simuliert werden konnten, sind die Resultate der Anzahl der Tage über dem für die Auslösung kritischen Grundwasserstand tabellarisch dargestellt (Tabelle 17). Es muß hier angemerkt werden, daß sich die Werte der Kontrollperioden der GCMs häufig signifikant von den Beobachtungen unterscheiden. Betrachtet man aber die Veränderungen innerhalb des GCM-Systems als Klimaänderung, definiert durch die Differenz zwischen Periode hoher Treibhausgaskonzentration und Periode heutiger Treibhausgaskonzentration, ergeben sich die in der Tabelle fett gedruckten, signifikanten Änderungen. Herausragend ist der in allen 5 Fällen auf dem 95%-Niveau signifikante, starke Rückgang kritischer Grundwasserstände im Frühjahr (MAM). Mit Expanded Downscaling ergeben sich in keinen anderen Jahreszeiten signifikante Änderungen. Bei der Analog-Technik folgt in einem von 4 Fällen ein signifikanter Rückgang im Sommer (JJA) und in je 2 Fällen im Herbst und Winter. Die einzige Aktivitätszunahme ist bei HadCM2 und Analog1 im Winter gegeben.

Tabelle 17. Anzahl der Tage pro Saison mit Grundwasser > -0.5 m für Schuttstrom Alverà berechnet mit EPL für beobachtete Klimadaten und lokale Klimaszenarien mit Analog-Technik und Expanded Downscaling unter Berücksichtigung von 3 GCM-Experimenten. Angegeben sind die Mittelwerte aus je 30 Jahren. Fettgedruckt sind auf dem 95%-Niveau signifikante Änderungen der Periode 2070-99 gegenüber der Kontrollperiode 1960-89 bzw. 1950-79.

Periode	MAM	JJA	SON	DJF
EPL mit beobachtetem Niederschlag und Temperatur				
1956-85	14.6	7.3	8.0	10.0
ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole				
Analog1				
1960-89	17.3	6.6	5.3	6.7
2070-99	9.2	5.0	1.7	4.9
Analog3				
1960-89	18.6	9.9	6.6	6.9
2070-99	11.5	7.4	2.3	6.0
ECHAM4/OPYC3 mit Sulfataerosolen				
Expanded Downscaling				
1960-89	18.0	5.1	4.2	12.9
2070-99	14.4	4.9	3.9	11.8
HadCM2 mit Sulfataerosolen				
Analog1				
1950-79	18.3	6.3	5.3	3.8
2070-99	12.7	6.6	4.0	7.1
Analog3				
1950-79	17.6	8.7	7.2	5.6
2070-99	13.8	9.3	5.9	6.7

Vor der Diskussion der Ergebnisse werden für Expanded Downscaling noch die Anzahl der Tage > -0.5 m Grundwasser als durchlaufende Kurven für MAM und JJA, die in Tabelle 17 signifikante bzw. keine Änderung aufweisen, vorgestellt (Fig. 32). Zusätzlich zur 'normalen' Kurve mit kombinierter Temperatur- und Niederschlagsänderung sind auch die Ergebnisse einer ausschließlichen Niederschlagsänderung bei konstanter Temperatur (Mittelwerte von 1960-1989) sowie umgekehrt geplottet. In den ersten 120 Modelljahren für MAM sind P und T+P überwiegend simultan und zeigen erst später größere Differenzen. T und T+P erreichen am Ende des Szenarios denselben Wert, wobei T später und steiler zurückgeht als T+P. Beide Werte sind in den letzten 30 Jahren signifikant kleiner als 1960-89, während auf dem 95%-Niveau für P keine signifikante Änderung gegeben ist. Für JJA ergibt sich ein gänzlich anderes Bild, da T über fast den gesamten Zeitraum hinweg gleich bleibt und erst nach 2045 leicht zurückgeht. Wie bei MAM beschrieben, verlaufen die Kurven von P und T+P bis 2050 sehr eng zusammen und simultan, danach steigt P, während T+P abnimmt. Keine der 3 Kurven in JJA ist gegenüber 1960-89 signifikant verändert.

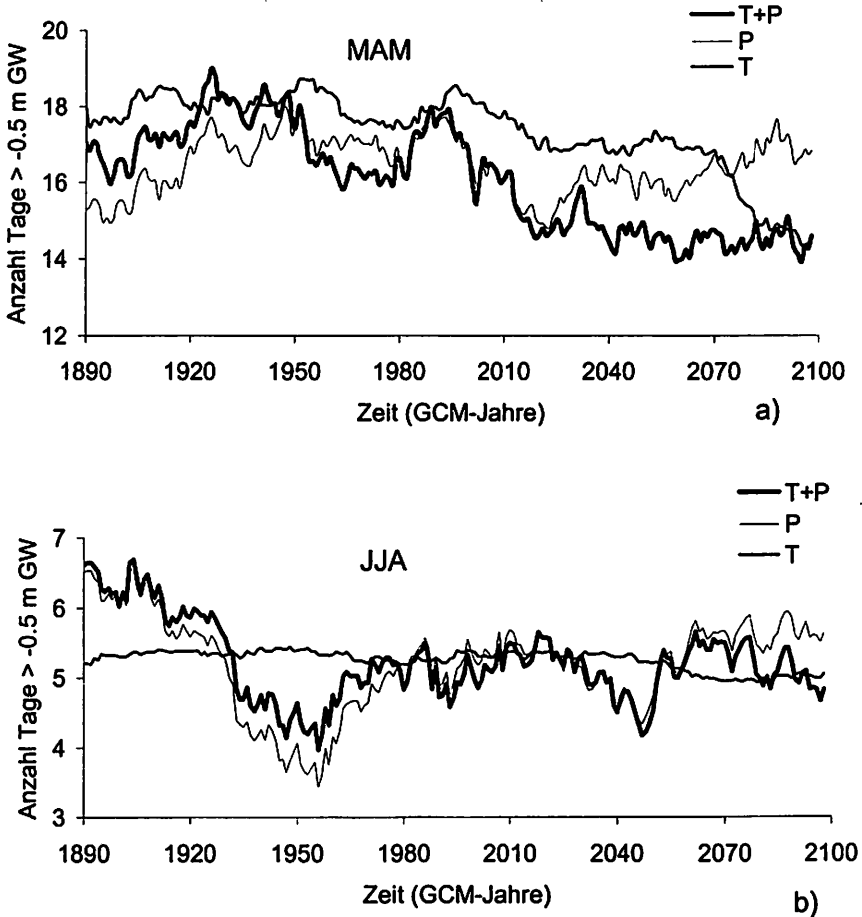


Fig. 32. Szenarien der Anzahl der Tage mit kritischen Grundwasserständen > -0.5 m des Schuttstroms a) im Frühjahr (MAM) und b) im Sommer (JJA). Szenarien basieren auf lokalen Klimaszenarien mit Expanded Downscaling mit veränderter Temperatur und Niederschlag (T+P), mit konstantem Niederschlag auf dem Niveau 1960-89 und sich ändernder Temperatur (T) sowie umgekehrt (P).

5.3.9 Diskussion

Der Schuttstrom Alverà wird seit mehr als 7 Jahren meßtechnisch beobachtet. Mit aufgezeichneten Meßwerten wurden zwei eindimensionale Modelle der Hanghydrologie und der Rheologie angepaßt und kalibriert. Aufgrund der Größe des Rutschungskörpers und dessen Komplexität müssen eindimensionale Modelle natürlich überaus stark

vereinfacht sein. Trotz dieser Einschränkungen können das Tank-Modell und das visko-plastische Bewegungsmodell wesentliche Charakteristika der Grundwasser- und Bewegungsabläufe reproduzieren und sind deshalb ein geeignetes Objekt für die Anwendung lokaler Klimaszenarien.

Aus Abschnitt 5.2 über die Analog-Technik wird klar, daß die Validierung der Niederschlagssimulation ein uneinheitliches Bild ergibt und die Analog-Technik nur mit Vorbehalten für den Schuttstrom angewandt werden konnte. Um so überraschender ist das Ergebnis für die Rutschungsaktivität, die unter Einschluß des Expanded Downscaling in allen Fällen signifikante Rückgänge kritischer Grundwasserhöhen im Frühjahr (MAM) ergibt. Wie von der Niederschlagssimulation her zu erwarten, stellt sich die Situation in den anderen Jahreszeiten uneinheitlich dar, in denen je nach GCM und Fit-Periode unterschiedliche Ergebnisse mit teilweise umgekehrten Vorzeichen resultieren.

Da für Expanded Downscaling kontinuierliche Szenarien der Jahre 1860-2100 vorliegen (DEHN et al. 1998), konnten hierfür die Jahreszeiten im Zeitverlauf näher betrachtet werden (Fig. 32). In MAM scheint sich die Vermutung, die schon für Boisivre genannt wurde, zu bestätigen, daß der Temperaturanstieg in DJF die Schnee-verhältnisse negativ beeinflusst, wodurch die aktuell überwiegend in MAM freiwerdende Schmelzwasserspende reduziert wird. In Fig. 32a scheint die Anzahl der Tage mit kritischem Grundwasserspiegel bis ca. 2040 stärker von den Niederschlags-verhältnissen dominiert, während sie danach ein Temperatursignal zeigt, da P und T+P auseinanderdriften, während sich T und T+P aufeinander zu bewegen. Der Bereich um 2040 ist im Falle von Expanded Downscaling exakt der Bereich, in dem die über 30 Jahre gemittelten DJF-Temperaturen in °C vom negativen in den positiven Bereich wechseln und damit eine effektive Niederschlagsspeicherung in Form von Schnee ausschließen. Diese Interpretation beruht allerdings nur auf Indizien, da die Niederschlagsentwicklung in DJF und MAM berücksichtigt werden muß (sie ist in DJF nach etwa 2010 rückläufig und ändert sich in MAM nur unwesentlich) und der Einfluß der Schneeschmelze für die Auslösung von Alverà bisher nicht untersucht wurde. Im hydrologischen Modell wird eine einfache Temperatur-Index-Methode eingesetzt, die nur in Abhängigkeit von der Tagesmitteltemperatur Niederschlag speichert oder mit temperaturabhängiger Rate freigibt. Probleme bei Verwendung der Lufttemperatur für die Abschätzung von Schmelzprozessen sind in LANG & BRAUN (1990) beschrieben. Dagegen hält BERGSTRÖM (1997) Temperatur-Index-Methoden nach wie vor für die einzig praktikable und darüberhinaus zuverlässige Alternative bei der Modellierung der Schneeschmelze.

Da in allen 5 Szenarien signifikante Temperaturanstiege in DJF zu verzeichnen sind (Fig. 33), kann in allen Fällen der signifikante Rückgang der kritischen Grundwasserstände in MAM durch diesen Temperatureffekt erklärt werden, der unabhängig von der Niederschlagssimulation in DJF und MAM auftritt.

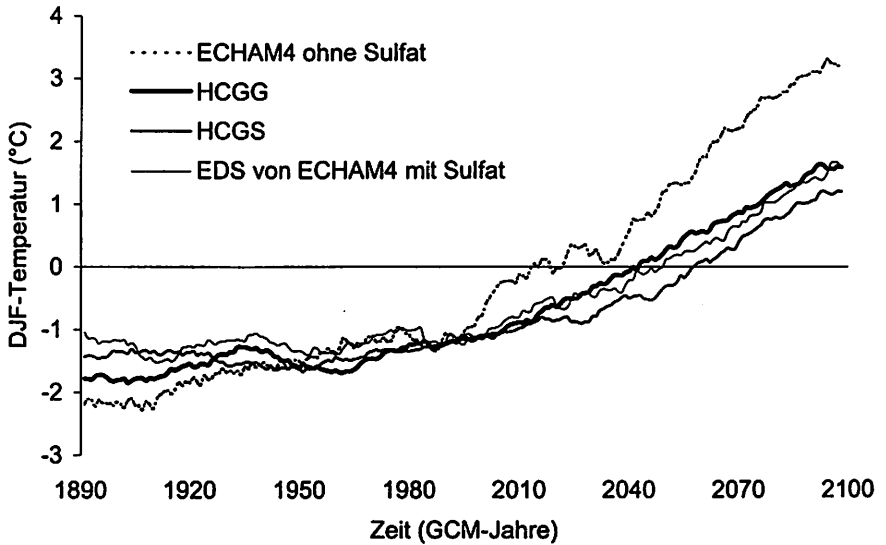


Fig. 33. GCM-basierte mittlere Wintertemperatur (DJF) von 1860 bis 2100 als 30jährige gleitende Mittel für Cortina d'Ampezzo, Italien. Werte wurden für ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole sowie HadCM2 mit und ohne Sulfataerosole durch Interpolation mit Lokali-tätskorrektur aus mehreren GCM-Gitterpunkten berechnet und für ECHAM4/OPYC3 mit Sulfataerosolen mit Expanded Downscaling (EDS) abgeleitet.

Die Temperaturabhängigkeit dieses Effekts mag auch erklären, warum trotz unterschiedlicher Ergebnisse der Niederschlagssimulation letztendlich ähnliche Klimafolgen für das Grundwasser und damit die Rutschungsaktivität im Frühjahr resultieren. Anders sieht das Bild in Fig. 32b für den Sommer (JJA) aus, der als unabhängig von den Schneeprozessen angesehen werden kann. Die simultanen Schwankungen von P und T+P deuten auf einen stärkeren Einfluß der Niederschlagsverhältnisse hin. Dies ändert sich auch nach 2060 nicht, obwohl sich die Kurven voneinander entfernen. Der Rückgang von T+P gegenüber dem Anstieg von P in den letzten 20-30 Modelljahren kann durch die geringere Ausgangswasserhöhe Ende Mai wegen des starken Rückgangs des Grundwassers in MAM erklärt werden. Aufgrund der Modellstruktur hat die steigende Temperatur keinen Einfluß auf die Evapotranspiration in JJA, da der Schwellenwert von 9°C in JJA durchweg überschritten wird.

Auf die Diskussion von SON und DJF wird verzichtet, da sie keine neuen Erkenntnisse liefert und die Gefahr besteht, mehr zu interpretieren, als die Modelle aussagen können. Es muß an dieser Stelle auf zwei kritische Eigenschaften von EPL bezüglich einer Klimaänderung hingewiesen werden. Die erste betrifft die Modellierung der Evapotranspiration und wurde soeben erwähnt. Die potentielle Evaporationsrate wird nicht als kontinuierliche Funktion der Temperatur berechnet, sondern nur über den Schwellenwert von 9°C, der sich aus der Modelloptimierung ergibt, gesteu-

ert. Unterhalb des Schwellenwertes gibt es keine, oberhalb immer 2.5 mm/Tag potentielle Evapotranspiration. Dieser Schwellenwert wird in DJF nie überschritten und in JJA nie unterschritten, für MAM und SON dagegen ist er bei Temperaturänderungen effektiv. Darin ist ein weiterer Punkt für die Aktivitätsabnahme in MAM zu sehen, der allerdings klein im Vergleich zur Schmelzwasserkomponente ist. Die zweite ungünstige Eigenschaft ist der regionale Matrixfluß, der in EPL als fester, nicht temperaturabhängiger, sinusförmiger Jahresgang programmiert wurde. Allerdings gibt es gegenwärtig keine Meßwerte oder Parameter, die es erlauben würden, die Klimaabhängigkeit des Matrixflusses zu parametrisieren. Mit der intuitiven Annahme, daß der regionale Matrixfluß bei einer Temperaturerhöhung ohne wesentliche Niederschlagszunahme zurückgeht, müßte der Effekt der abnehmenden Aktivität in MAM sogar deutlicher ausfallen.

Die Änderung von Temperatur und Niederschlag in Cortina infolge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts ergibt ohne Betrachtung weiterer Randbedingungen eine Stabilisierung des Schuttstroms. Es sollte in weiteren Untersuchungen geprüft werden, ob und in welchem Maße verstärkte Trockenrißbildung und eine eventuell veränderte Vegetationszusammensetzung durch die Klimaerwärmung Einfluß auf die Hydrologie und die Stabilität des Hanges haben.

6 Diskussion der Anwendungsbeispiele

In Studien zur klimatischen Auslösung von Massenbewegungen wird meist der Niederschlag betrachtet, während der Einfluß der Temperatur auf die Hanghydrologie nur als mehr oder weniger konstante Größe Eingang findet. Im Verlauf der Arbeit wurde mit den ersten konkreten Szenarien zukünftiger Hangrutschungsaktivität allerdings deutlich, daß der in allen Fällen signifikante Temperaturanstieg einen, im Vergleich zu den Niederschlagsänderungen, großen Einfluß auf die Hangrutschungen Alverà und in abgeschwächtem Ausmaß auch Boisivre hat. Dies wurde im Detail bereits diskutiert. Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Schneeverhältnisse in alpinen Gebieten wie Cortina d'Ampezzo und Barcelonnette mit mittleren Wintertemperaturen (DJF) von -1.1°C und -1.0°C , bezogen auf 1955-85, sensitiv auf die erwartete Temperaturänderung reagieren. Die Wahrscheinlichkeit für eine lang anhaltende Schneedecke ist den Temperaturszenarien aller eingesetzten GCMs zufolge ab Mitte des nächsten Jahrhunderts für diese Lokalitäten nicht mehr gegeben. Dies gilt unabhängig davon, ob in den GCMs die kühlende Wirkung der Sulfataerosole berücksichtigt wurde oder nicht. In den einzelnen Temperaturszenarien liegt dadurch lediglich das endgültige Überschreiten des Gefrierpunktes im 30jährigen Mittel bis zu 40 Jahre auseinander. Als Folge davon tritt – besonders deutlich für Alverà – ein signifikanter Rückgang der Bewegungsaktivität im Frühjahr (MAM) ein, da die rezente und wahrscheinlich beträchtliche Einspeisung von Schmelzwasser in das Hangwassersystem wegen Mangel an lang anhaltender, winterlicher Schneedecke immer geringer wird und schließlich entfällt. Die verstärkte Evapotranspiration bei ansteigenden Temperaturen dürfte den Sensitivitätsanalysen zufolge eher eine sekundäre Rolle spielen, wird allerdings von den hydrologischen Modellen nicht befriedigend abgebildet.

Aus diesen Erkenntnissen können drei Hauptschlüsse gezogen werden. Die Interpolation der Temperaturwerte einzelner GCM-Gitterpunkte mit anschließender Anpassung an die Lokalität ist möglicherweise eine zu einfache Methode für die Erstellung von Temperaturszenarien, wenn diese wie im vorliegenden Falle von großer Bedeutung sind. Hier sollten zukünftig Downscaling-Techniken zum Einsatz kommen. Die Parametrisierung von Schneespeicherung und Schneeschmelze über die Mitteltemperatur ist für den sich andeutenden Effekt eventuell zu einfach. Zusätzliche Geländearbeit und längere Meßreihen sind erforderlich, um das Wechselspiel zwischen Temperatur und Schneeverhältnissen, aber insbesondere den Prozeß der Einspeisung von Schmelzwasser in das Hangsystem besser verstehen und simulieren zu können. Eine dritte Schlußfolgerung ergibt sich aus den durchweg signifikanten Temperaturanstiegen, während die Niederschlagssimulationen uneinheitlich und mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Eine alternative Methode zur Klimafolgenbewertung für Massenbewegungen könnte deshalb folgendermaßen aussehen:

1. Auswirkungen des Temperaturanstiegs (verstärkte Evapotranspiration, kürzere Perioden mit Schneedecke) simulieren und bewerten;
2. Größenordnungen von Niederschlagsänderungen berechnen, die eintreten müßten, um diese Temperatureffekte zu kompensieren;
3. Niederschlagsänderungen mit einer Downscaling-Technik berechnen und mit den Vorgaben vergleichen.

Dies hätte den Vorteil, daß das Vorgehen auf dem weniger unsicheren Temperaturszenario beruht, was die Abschätzung der Auswirkungen des simulierten Niederschlags größenordnungsmäßig erlaubt. Dieses Vorgehen ist allerdings von Lage und Typ der zu bewertenden Massenbewegung abhängig und deshalb nicht generell anwendbar. Die vorliegenden Ergebnisse beruhen auf zwei Hangrutschungen, die rezent durch ein hohes Schmelzwasserangebot im Frühjahr charakterisiert werden und deren Gedächtnis für Niederschlagseingaben mehrere Tage bis Monate beträgt. Es bleibt abzuwarten, welche Ergebnisse sich für Gebiete, die rezent keine lang andauernde Schneedecke aufweisen, sowie für andere Massenbewegungstypen ergeben.

Es wurde versucht, den Faktor **Modellunsicherheiten**, der im Rahmen von Zukunftsszenarien sehr wichtig ist, mit dem Vergleich verschiedener GCM-Experimente sowie unterschiedlicher Fit-Perioden einzugrenzen. Als wichtigster Unsicherheitsfaktor tritt der Unterschied zwischen den GCM-Experimenten hervor. Dagegen tritt die Verwendung unterschiedlicher Fit-Perioden zurück. Letzteres gilt allerdings nur bei Betrachtung der Aktivität pro Jahr. Aufgegliedert nach Jahreszeiten ergeben sich leicht abweichende Aussagen. Der Vergleich zwischen den Downscaling-Techniken konnte nicht wie erwünscht realisiert werden, da sich bei der Analog-Technik unerwartete Probleme einstellten, die bisher nicht gelöst werden konnten.

Eine weitere Unsicherheit liegt in der Wahl des eingesetzten Prädiktorfelds. In beiden beschriebenen Beispielen wurde nur der Bodenluftdruck (SLP) benutzt, während häufig zusätzlich Temperatur oder geopotentielle Höhen zum Einsatz kommen (GYALISTRAS et al. 1994, MARTIN et al. 1997, WILBY & WIGLEY 1997). In Abschnitt 5 wurde bereits dargelegt, daß BUSUIOC et al. (1999) für die rumänischen Karpaten ähnliche Beziehungen zwischen GCM-SLP und GCM-Niederschlag sowie zwischen analysiertem SLP und gemessenem Niederschlag fanden. Dies deutet auf einen dominanten Einfluss der SLP-Zirkulation für lokale Niederschlagsvariationen auch unter variierenden Randbedingungen, der die Grundlage für die Szenarienerstellung darstellt. Andere Autoren halten den zunehmenden Wasserdampfgehalt der Troposphäre bei ansteigenden Temperaturen darüberhinaus für bedeutend, so daß er in die Entwicklung weiterer Downscaling-Ansätze zu integrieren sei (WILBY & WIGLEY 1997). Eine Annäherung an dieses Problem könnte durch weitere Anwendungen der von BUSUIOC et al. (1999) vorgestellten Methode erfolgen.

Zur Vervollständigung aller Unsicherheitsfaktoren müssen noch einmal die nicht beachteten **Randbedingungen** des Klima- wie Hangsystems erwähnt werden. Für die projizierte Klimaänderung im GCM werden nur Konzentrationsänderungen der Treibhausgase CO₂, CH₄, N₂O, FCKWs und O₃ oder deren CO₂-Äquivalent sowie zum Teil Aerosolemissionen nach IS92a berücksichtigt. Weitere bekannte Einflüsse wie z.B. starke vulkanische Aktivität mit Ascheausstoß in die Stratosphäre oder abrupte Veränderungen der nordatlantischen Thermohaline (siehe Kapitel 3) und ähnliches können nicht berücksichtigt werden. Für das Hangsystem werden konstante Morphologie, Materialverfügbarkeit, Landnutzung und Vegetationszusammensetzung angenommen, die letztlich aber nicht unabhängig von der simulierten Klimaänderung sind (vgl. JONES 1993a). BULL (1991) sieht die Hangmorphologie in Zeitperioden um 100 Jahre als unabhängige Variable an, allerdings betreffen seine Aussagen fluviale Prozesse und nicht

Hangbewegungen. Die zukünftige Hangrutschungsaktivität wird in vorliegender Arbeit nur als Ergebnis des sich ändernden Niederschlags und der Temperatur abgebildet. Aus diesem Grund können die abgeleiteten lokalen Szenarien keine abschließenden Klimafolgenbewertungen darstellen.

Für die **Anwendbarkeit** heißt dies, daß die Resultate mit aller Vorsicht und ausdrücklichem Hinweis auf die in der Modellkette enthaltenen Annahmen und Unsicherheiten behandelt werden müssen. Keinesfalls sollten die Ergebnisse als Vorhersage Verwendung finden. Wenn allerdings ein Teilergebnis wie der Rückgang der Aktivität von Alverà im Frühjahr sehr deutlich ausfällt und darüberhinaus in allen Modellvarianten, bestehend aus 3 GCM-Experimenten, 2 Downscaling-Techniken und 2 Fit-Perioden, auftritt, kann hier durchaus ein wahrscheinlicher Klimaimpakt des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes angenommen werden.

7 Folgerungen und Ausblick

Die Arbeit zeigt ein vielfältiges Spektrum von Ergebnissen, Erkenntnissen, aber auch Problemen und Verbesserungsmöglichkeiten der angewandten Methodik auf. Zusammengefaßt können folgende Schlußfolgerungen aus den Klimaimpaktstudien für die Hangrutschungen Boisivre und Alverà gezogen werden:

- Auf Basis von allgemeinen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre (GCM) ist empirisch-statistisches Downscaling von Bodenluftdruck eine praktikable Methode zur Entwicklung lokaler Klimaszenarien.
- Die Kombination von Hangmodellen mit den lokalen Klimaszenarien ermöglicht die Abschätzung zukünftiger Grundwasserfluktuationen und der Hangstabilität und, in Abhängigkeit vom verwendeten Modelltyp, auch der Bewegungsraten.
- Der signifikante Temperaturanstieg durch den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt ist zum Teil das dominante Element bei der Veränderung der Rutschungsaktivität. Deshalb sollte die Erstellung der Temperaturszenarien einen größeren Stellenwert einnehmen.
- Wegen der großen Differenzen der Szenarien basierend auf unterschiedlichen GCMs sollten immer mehrere GCM-Experimente berücksichtigt werden, um ein Maß für die Spannweite der Unsicherheit zu erhalten.
- Sofern die Datengrundlage es erlaubt, sollten kontinuierliche Impaktszenarien erstellt werden, da ansonsten infolge der großen dekadischen Variabilität des simulierten Niederschlags wichtige Ergebnisse unbemerkt bleiben könnten.
- Hydrologische Modelle sollten als Impaktmodelle sensitiv für mögliche Änderungen maßgeblicher Parameter konzipiert werden.
- Die Größenordnung des Einflusses der nicht beachteten Randbedingungen sollte abgeschätzt werden. Dies bedingt einen erhöhten Aufwand an Feldarbeit und ein fundierteres Prozeßverständnis.
- Die Interpretation der Ergebnisse muß unter Berücksichtigung der getroffenen Annahmen und der dargestellten Unsicherheitsfaktoren vorsichtig erfolgen.
- Eine enge Kooperation der beteiligten Disziplinen ist Voraussetzung für eine konsistente Klimafolgenbewertung.

Einige Ziele der Klimafolgenbewertung für Massenbewegungen wurden erreicht. Gleichzeitig sind eine Reihe neuer Fragen entstanden, die in weiteren Untersuchungen bearbeitet werden sollten.

Ein Anwendungspotential der Ergebnisse liegt in der geomorphologischen und hydrologischen Grundlagenforschung und verweist auf weitere Geländearbeit. Die in der Diskussion genannten Randbedingungen des Hangsystems sollten im Hinblick auf die entwickelten lokalen Klima- und Aktivitätsszenarien näher untersucht werden. Das betrifft im Falle von Boisivre und Alverà in erster Linie die Modellierung der Niederschlagsspeicherung in Form von Schnee sowie der nachfolgenden Schneeschmelze und dessen Beitrag zur Hangwasserdynamik. Darüberhinaus sollten fixe Parameter in hydrologischen Modellen, wie im Falle von Alverà der regionale Matrixfluß und die potentielle Evapotranspiration, vermieden werden, um die Modelle besser anwendbar für Änderungen zu gestalten. Die Frage der Landnutzung ist auf aktiven Massenbewegun-

gen nicht von hoher Priorität. Anders dagegen ist die Abhängigkeit der Vegetationszusammensetzung und ihr Einfluß auf Evapotranspiration unter den entwickelten Klimaszenarien von Bedeutung und sollte Thema von Untersuchungen sein. Ebenso ist der Frage nachzugehen, ob und in welchem Maße bei steigenden Temperaturen ohne massive Niederschlagszunahme mit zunehmender Ausbildung von Trockenrissen in den tonreichen Rutschungskörpern zu rechnen ist. Dies schließt die Frage ein, ob zahlreichere Trockenrisse die Hydrologie und die Sensitivität des Hanges für Starkniederschläge nach Trockenphasen beeinflussen. Da Massenbewegungen einen talwärtigen Materialtransport bewirken, sollte auch der Frage nachgegangen werden, ob sich über eine Simulationsperiode von mehr als 100 Jahren die Materialverfügbarkeit und Morphologie so ändern könnten, daß dies Einfluß auf die Aktivität hat.

Dies sind keine einfachen Fragestellungen, aber vor dem Hintergrund der Prognosefähigkeit geomorphologischer Modelle von Bedeutung. Auf diese Weise könnten die vorgestellten Ergebnisse und aufgeworfenen Probleme auch interessante Denkanstöße für ein aktuelles Forschungsfeld der Geomorphologie - die Verknüpfung von Prozeßgeomorphologie und Reliefentwicklung - darstellen. Gerade in der Isolierung von Parametern oder Prozessen, die unter sich ändernden Bedingungen zentrale Bedeutung erlangen, ist ein für die Grundlagenforschung wichtiges Ergebnis der vorliegenden Arbeit zu sehen.

Die Klimaprojektionen der GCMs streuen beträchtlich, wodurch direkt Forschungsbedarf aufgezeigt wird. Die Downscaling-Strategien, ausgehend von wenigen großräumigen Parametern, sind aus physikalisch-meteorologischen Gründen nicht mehr wesentlich verbesserbar, da der großräumige Atmosphärenzustand immer nur einen Teil des lokalen Klimas determiniert. Mittelfristig ist damit zu rechnen, daß physikalisch-basierte regionale Klimamodelle mit Einbindung in gekoppelte Ozean-Atmosphären-GCMs mehr Erfolg zeigen.

Für Planung und Politik können die Anwendungsbeispiele wegen der Vorbehalte durch zahlreiche Annahmen nicht ohne weiteres als Entscheidungshilfe dienen. Da in der Praxis graphische Darstellungen von Ergebnissen häufig aus dem Kontext gerissen und ohne jegliche Erläuterung zum Einsatz kommen, ist bei Weitergabe von Ergebnissen an Ämter oder Medien ein behutsames Vorgehen anzuraten.

Die vorgestellten Methodenbündel wurden bisher nicht auf Massenbewegungen angewandt, und die Arbeit ist in einem sehr frühen Stadium eines Forschungszweiges angesiedelt. Deshalb ist es wünschenswert, daß die bisherigen Erkenntnisse als Grundlage für weiterführende Forschungen dienen.

Im Projekt NEWTECH ist eine weitere Anwendung der Analog-Technik für die Pyrenäen vorgesehen, um Klimaszenarien für die Hangrutschung Vallcebre zu entwickeln. Die Arbeiten an den Aktivitätsszenarien für The Roughs in SE-England werden, basierend auf den vorgestellten Klimaszenarien, von der Forschergruppe am King's College London durchgeführt. Als abschließende Studie ist ein Vergleich des Klimaimpakts auf die Aktivität von Boisivre basierend auf der Kanonischen Korrelationsanalyse, der Analog-Technik sowie der direkten GCM-Gitterpunktinterpolation in Vorbereitung.

Gegenwärtig werden, u.a. im Rahmen von PAGES, verstärkt Anstrengungen unternommen, verschiedene Zeitscheiben des Pleistozäns mit modernen GCMs zu simulieren, die gegenüber den älteren Ergebnissen aus COHMAP und CLIMAP verbesserte Randbedingungen nutzen (vgl. BROECKER 1997, MASLIN & BERGER 1997). Deshalb liegt eine denkbare und wünschenswerte Anwendung der vorgestellten Methodik auch in der Rekonstruktion vergangener Aktivität unterschiedlicher geomorphologischer Prozesse.

8 Zusammenfassung / Summary

Gravitative Massenbewegungen sind ein bedeutender Bestandteil denudativer Abtragung und stellen nicht selten eine Naturgefahr für Gesellschaft und Infrastruktur dar. In der vorliegenden Arbeit werden die Simulation der klimatischen Steuerung von zwei Hangrutschungen in den Alpen sowie zukünftige Szenarien der Hangrutschungsaktivität infolge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts behandelt. Es handelt sich um eine flachgründige Translationsrutschung in den französischen Alpen sowie um einen Schuttstrom (mudslide) in den Dolomiten. Die Auslösung von Hangrutschungen ist häufig durch das Klima, in erster Linie Niederschlag in Form von Regen, gesteuert. Somit kann gefolgert werden, daß die zeitlich veränderliche Variabilität der Aktivität von Hangrutschungen zum Teil durch Klimaschwankungen und -änderungen verursacht wird. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage nach der Entwicklung der Prozeßaktivität von Hangrutschungen infolge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts. Um diese Entwicklung abschätzen zu können, sind Projektionen der wahrscheinlichen Klimaänderung durch den Treibhauseffekt notwendig. Neben der Ableitung lokaler Klimaszenarien müssen für eine solche Abschätzung hydrologische und bodenmechanische Hangmodelle eingesetzt werden.

Globale Klimaprojektionen beruhen auf Emissionsszenarien der wichtigsten Treibhausgase und werden physikalisch am plausibelsten in Allgemeinen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre (general circulation model, GCM) simuliert. Allerdings ist die regionale Aussagekraft dieser Klimamodelle aufgrund ihrer geringen horizontalen Auflösung (derzeit ca. 250x250 km) und diverser Parametrisierungsprobleme gerade für Niederschlag sehr gering und sie können nicht direkt zum Antrieb von Hangmodellen eingesetzt werden. Um diesen Skalensprung zwischen globalen Klimamodellen und lokalen Hangmodellen zu überbrücken, wurden empirisch-statistische Downscaling-Techniken angewandt. Die erste Downscaling-Technik berechnet durch Hauptkomponentenanalyse und eine kanonische Korrelationsanalyse lineare Regressionsmodelle zwischen großräumigen Bodendruckanomalien und lokalen Niederschlagsanomalien. Bei der Analog-Technik werden über eine Nächste-Nachbar-Methode (nearest neighbour) tägliche Bodendruckmuster einer Ziel- und einer Trainingsperiode auf Ähnlichkeit analysiert. Das Muster der größten Ähnlichkeit aus der Trainingsperiode wird als Analog bezeichnet, und die beobachtete Niederschlagsmenge dieses Tages wird der Zielperiode zugewiesen. Beide Techniken leiten lokalen Niederschlag aus dem großräumigen Bodendruckmuster über dem Nordatlantik ab. Szenarien der Lufttemperatur wurden mittels einer Interpolation zwischen mehreren GCM-Gitterpunkten und Höhenkorrektur erstellt.

Die kanonische Korrelationsanalyse wurde angewandt, um monatliche Niederschlagszenarien für Barcelonnette (französische Alpen) zu entwickeln. Die Validierung zeigt vielversprechende Modelleigenschaften für die Wintersaison Oktober bis April. Mit der Analog-Technik wurden für Cortina d'Ampezzo (Dolomiten) tägliche Niederschlagszenarien erstellt. Wiederum ist die Downscaling-Technik im Sommer nicht anwendbar. In den genannten Zielregionen wurden nachfolgend Aktivitätsszenarien für die Translationsrutschung Boisivre bei Barcelonnette und den Schuttstrom Alverà bei Cortina d'Ampezzo entwickelt. Für beide Hangrutschungen waren

hydrologische/ bodenmechanische Modelle verfügbar. Mit Niederschlags-, Temperatur-, Grundwasser-, Hangbewegungs- und Hangdeformationsdaten wurden die Downscaling-Modelle mit Anwendung auf die Hangmodelle kalibriert und validiert. Beide Downscaling-Modelle wurden mit mindestens zwei unterschiedlichen Beobachtungsperioden angepaßt und es wurden bis zu drei GCM-Experimente als Ausgangssituation verwendet: (i) die 2. Generation des gekoppelten Hadley Centre Ozean-Atmosphäre-Modells, HadCM2 mit oder ohne Sulfataerosole und (ii) die 4. Generation des European Centre Hamburg Models, ECHAM4 gekoppelt mit Ozeanmodell OPYC3, kurz ECHAM4/OPYC3 ohne Sulfataerosole. Dies erlaubt die Quantifizierung zumindest eines Teils der Unsicherheit der eingesetzten Modellkette.

Die monatlichen Niederschlagsszenarien für Barcelonnette zeigen deutliche Rückgänge der Niederschlagsmengen mit ECHAM4/OPYC3, während die Szenarien basierend auf beiden HadCM2-Experimenten nur einen schwachen Trend aufweisen, der von niedrigfrequenter Variabilität überlagert ist. Die Differenzen zwischen den Szenarien basierend auf den zwei GCM-Experimenten sind größer als zwischen den unterschiedlich angepaßten Regressionsmodellen. Die Temperaturszenarien zeigen einen stetigen Anstieg der Mitteltemperatur in allen Monaten. ECHAM4 ohne Sulfataerosole zeigt einen stärkeren Anstieg als HadCM2 mit den *kühlenden* Sulfataerosolen. Das Szenario mit HadCM2 ohne Sulfataerosole liegt dazwischen. Mit ECHAM4 gehen die Wiederkehrintervalle der Auslösung der Hangrutschung im nächsten Jahrhundert stark, mit beiden HadCM2-Experimenten nur leicht zurück.

Bei der Analog-Technik für Cortina konnten nur ECHAM4 und HadCM2 mit Sulfataerosolen genutzt werden. Die Niederschlagsszenarien zeigen wiederum stärkere Differenzen zwischen den beiden GCMs als zwischen den unterschiedlichen Modellanpassungen. Während mit ECHAM4 fast durchweg Niederschlagsrückgänge simuliert werden, treten bei HadCM2 im Winter (Dezember-Februar) auch signifikante Zunahmen der Niederschlagssummen auf. Generell aber ergibt sich ein uneinheitliches Bild der unterschiedlichen Szenarien für Cortina. Wie bei Barcelonnette ist der Temperaturanstieg bei ECHAM4 größer als bei HadCM2. Die Rutschungsaktivität nimmt trotz variabler Niederschlagsprojektionen in allen Fällen im Frühjahr (März-Mai) signifikant ab. Dies kann mit dem sich ändernden Niederschlagsspeicher in Form von Schnee erklärt werden. Während bei rezent negativen Wintertemperaturen der größte Teil des Winterniederschlags bis zum Frühjahr in Form von Schnee gespeichert wird und dann dem Hang zur Verfügung steht, wird dieser Mechanismus bei steigenden Temperaturen stetig reduziert. Damit nehmen kritische Grundwasserstände im Frühjahr und somit auch die Rutschungsaktivität ab.

- Die Anwendung von Downscaling-Techniken für GCM-Szenarien ermöglicht die Erstellung von lokalen Klimafolgenabschätzungen für Hangrutschungen.
- Der Temperaturanstieg ist für die Aktivität von Alverà von größerer Bedeutung als die Niederschlagsänderungen. Boisivre dagegen ist deutlich sensitiver gegenüber Niederschlagsänderungen.
- Die Szenarien basierend auf unterschiedlichen GCM-Experimenten weisen zum Teil große Differenzen auf. Dies ist in der unterschiedlichen Modellphysik und dem leicht variierenden atmosphärischen Antrieb begründet.

- Aufgrund der großen Differenzen der GCM-Experimente sollten immer mehrere Klimamodelle für Klimafolgenbewertungen verwendet werden. Damit können Unsicherheitsbereiche möglicher Klimafolgen abgeschätzt werden.
- Die Ergebnisse sind vor dem Hintergrund restriktiver Annahmen und großer Unsicherheitsfaktoren vorsichtig zu bewerten.
- Weitere Studien sollten variable Randbedingungen etwa der Vegetation und der Morphologie der Hangrutschungen mit einbeziehen und bewerten.
- Als ein weiteres Anwendungspotential wird das Downscaling von Paläoklima-Modellexperimenten angesehen, um Proxydaten und Prozesse des Pleistozäns rekonstruieren zu können.

Summary

Landslides contribute substantially to land surface denudation and often they have a natural hazard potential for human society and its infrastructure. In the present study the climatic control of two landslides in the Alps is simulated and future scenarios of landslide activity due to the human-induced greenhouse effect are developed. Landslides are often triggered climatically, mainly by rainfall. Therefore, projections of local climate change due to the greenhouse effect are an important prerequisite to the assessment of future landslide activity. Estimations of future landslide activity additionally require the use of hydrological and soil mechanical models.

Global-scale climate projections are based on emission scenarios of the most important greenhouse gases. They are physically most plausibly simulated in general circulation models of the atmosphere (GCM). However, the regional application of GCMs is limited due to their low horizontal resolution (currently around 250x250 km) and various parameterization problems especially concerning precipitation. The use of GCM precipitation therefore is not proper for forcing local-scale slope models. Two existing empirical-statistical downscaling techniques were applied to overcome the scale gap between climate models and slope models. (i) Empirical orthogonal functions (principal component analysis) and a canonical correlation analysis (CCA) are applied to develop linear regression models for monthly precipitation anomalies dependent on monthly sea level pressure anomalies. (ii) In the analog downscaling technique simultaneous observed sea level pressure and precipitation of a fitting period are stored in a catalog. In the next step an independent set of sea level pressure data, e.g. another observed period or GCM-output, is analysed with the objective to find the most similar large-scale atmospheric situation in the catalog for each day of the target period. The most similar pattern is then called analog and the simultaneously observed precipitation amount is assigned the estimated precipitation of the respective day. Pattern similarity is determined with a nearest neighbour method. With both downscaling techniques local-scale precipitation scenarios were derived from sea level pressure fields over the North Atlantic. Scenarios of air temperature are simply interpolated between several GCM grid points next to the target region with an additional correction for altitude.

The canonical correlation analysis was applied to derive monthly precipitation scenarios for Barcelonnette (French Alps) in winter from October to April only. The analog technique was used for daily precipitation scenarios at Cortina d'Ampezzo (Dolomites). Also in this case summer scenarios could not be simulated reasonably. The target landslides are the translational landslide Boisivre near Barcelonnette and the Alverà mudslide near Cortina d'Ampezzo. For both landslides hydrology/stability models were available to complete the model chain from GCMs via downscaling to the simulation of landslide activity. Calibration and validation of the model chain was carried out with data sets (precipitation, temperature, groundwater, slope movement and slope deformation) from two European research projects. Both downscaling models were fitted and calibrated with at least two independent observed data sets. Further, 3 GCM simulations were taken for large-scale climate change projections. ECHAM4/OPYC3 is the 4th generation European Centre Hamburg Model coupled with the ocean component OPYC3. From this GCM an experiment without sulfate aerosols was available. The other model is the 2nd generation Hadley Centre coupled model (HadCM2) forced with or without sulfate aerosols. By taking into account various model fittings and climate models, a part of the uncertainty of the approach could be quantified.

The monthly precipitation scenarios for Barcelonnette show significantly decreasing precipitation amounts with ECHAM4. In contrary, both HadCM2 experiments show hardly any trend but strong lower frequency variability. Differences between the GCM experiments are larger than between the variably fitted regression models. Mean temperature rises constantly in all 3 GCM experiments. Recurrence intervals of landslide reactivation decrease with ECHAM4 and to a lesser extent also with both HadCM2 experiments.

Local daily precipitation scenarios for Cortina could only be calculated based on ECHAM4 and HadCM2 with sulfate aerosols. Again, the scenarios show stronger differences between the GCMs compared to different fitting sets. While ECHAM4 projections show a general decrease of precipitation amounts, HadCM2 also shows significant increases in winter (December-February) precipitation. Temperature rises significantly in both GCMs. Despite the highly variable precipitation scenarios, landslide activity in all cases is strongly reduced in spring. This can be explained by snow storage of winter precipitation at current negative mean winter temperatures and the release of melt water in spring. Due to global warming, however, mean winter temperatures exceed 0°C in the next century and hence no meltwater input is available for the slope in spring, thus reducing the number of days with critical groundwater levels and landslide activity.

- The use of downscaling techniques enables the forcing of local slope models in order to assess climate change impacts on landslide activity.
- For the activity of the Alverà mudslide the temperature increase is more important than precipitation changes. The Boisivre landslide on the other hand is more sensitive to changes in precipitation amounts.
- Local climate and impact scenarios based on different GCM experiments differ considerably. This is due to distinct model physics and parameterizations.

- The difference between the GCMs points to the use of various climate models as one possibility to quantify this part of uncertainty of the scenarios.
- In the light of restrictive assumptions and the uncertainty of the method the results should be interpreted with caution.
- Future studies should include additional boundary conditions of landslides, e.g. vegetation and morphology.
- Potential further applications of the method can be seen in downscaling of paleoclimate model experiments for paleoenvironmental research and the simulation of proxy data and paleo-processes in the pleistocene.

9 Literatur

- ANDERSON, D.E. (1997): Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. *Prog. in Physical Geography*, 21, 230-249.
- ANGELI, M.-G., BUMA, J., GASPARETTO, P., PASUTO, A. & SILVANO, S. (1997): A combined hillslope hydrology / stability model for low-gradient clay slopes in the Italian Dolomites. *Engineering Geology*, im Druck.
- ANGELI, M.-G., GASPARETTO, P., MENOTTI, R.M., PASUTO, A. & SILVANO, S. (1996): A visco-plastic model for slope analysis applied to a mudslide in Cortina d'Ampezzo, Italy. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 29, 233-240.
- ANGELI, M.-G., MENOTTI, R.M., PASUTO, A. & SILVANO, S. (1992): Landslide studies in the Eastern Dolomites Mountains, Italy. In: D.H. Bell (Hrsg.), *Proc. 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch (New Zealand). Balkema, 275-282.
- ARNELL, N.W. (1995): Scenarios for hydrological climate change impact studies. In: H.R. Oliver & S.A. Oliver (Hrsg.): *The role of water and the hydrological cycle in global change*. NATO ASI Series. Springer, Heidelberg-Berlin, 389-407.
- ARRHENIUS, S. (1896): Ueber den Einfluss des atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf die Temperatur der Erdoberfläche. *Proc. of the Royal Swedish Academy of Sciences* 22.
- BADEM, R. (1994): Kanonische Korrelation zwischen dem Bodendruck über dem Atlantik und den Niederschlägen in Europa. Diplomarbeit, Meteorologisches Inst., Universität Bonn, 93 S.
- BÁRDOSSY, A. & PLATE, E.J. (1992): Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water Resources Research*, 28, 1247-1259.
- BENISTON, M., DIAZ, H.F. & BRADLEY, R.S. (1997): Climatic change at high elevation sites: an overview. *Climatic Change*, 36, 233-251.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI Rept. RHO, no.7, Norrköping.
- BERGSTRÖM, S. (1997): Modelling snowmelt induced flooding. In: R. Casale, K. Havno & P. Samuels (Hrsg.), *RIBAMOD*, Kopenhagen. CEC, 27-36.
- BEVEN, K. (1989): Changing ideas in hydrology - the case of physically based models. *J. of Hydrology*, 105, 157-172.
- BEVEN, K. (1993): Riverine flooding in a warmer Britain. *The Geographical Journal*, 159, 157-161.
- BEVEN, K. (1996): Equifinality and uncertainty in geomorphological modelling. In: B.L. Rhoads & C.E. Thorn (Hrsg.): *The scientific nature of geomorphology*. Wiley & Sons, Chichester, 289-313.
- BOARDMAN, J. & FAVIS-MORTLOCK, D.T. (1993): Climate change and soil erosion in Britain. *The Geographical Journal*, 159, 179-183.
- BRABB, E.E. & HARROD, B.L. (Hrsg.), (1989): *Landslides: extent and economic significance*. Balkema, Rotterdam, 385 S.

- BROECKER, W. (1997): Future directions of paleoclimate research. *Quaternary Science Reviews*, 16, 821-825.
- BRUCE, J.P., LEE, H. & HAITES, E.F. (Hrsg.), (1996): *Climate Change 1995. Economic and social dimensions of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, 448 S.
- BRUNSDEN, D. (1990): Tablets of stone: toward the Ten Commandments of geomorphology. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 79*, 1-37.
- BÜRGER, G. (1996): Expanded downscaling for generating local weather scenarios. *Climate Research*, 7, 111-128.
- BULL, W.B. (1991): *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, Oxford, 326 S.
- BUMA, J. (1998): Finding the most suitable slope stability model for the assessment of the impact of climate change on a landslide in South East France. ICG Report, 98/3, Amsterdam.
- BUMA, J. & DEHN, M. (1998): A method for predicting the impact of climate change on slope stability. *Environmental Geology*, 35, 190-196.
- BUSUIOC, A., VON STORCH, H. & SCHNUR, R. (1999): Verification of GCM generated regional seasonal precipitation and of statistical downscaling estimates. *J. of Climate*, 12, 258-272.
- CAINE, N. (1980): The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62A, 23-27.
- CARIS, J. & VAN ASCH, T.W.J. (1991): Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31, 249-276.
- CARTER, T., PARRY, M., NISHIOKA, S. & HARASAWA, H. (1996): Technical guidelines for assessing climate change impacts and adaptations. In: R.T. Watson, M.C. Zinyowera, R.H. Moss & D.J. Dokken (Hrsg.): *Climate change 1995. Impacts, adaptations and mitigation of climate change: scientific-technical analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 823-833.
- CHONDROYANNIS, P. (1992): *Ubaye, La Foret Reconstruite*. Office National des Forêts, Barcelonnette, 112 S.
- COLLISON, A.J.C. (1996): Hydrological investigations and modelling of Alpine landslides. In: M. Panizza, M. Soldati, D. Barani & M. Bertacchini (Hrsg.): *The Erasmus 94-95 programme in Geomorphology. Intensive Course in Tyrol (Austria) and student mobility*. University of Modena, Modena, 41-45.
- COLLISON, A.J.C., DEHN, M., WADE, S.D. & GRIFFITHS, J. (1997): Managing climate change impacts on landsliding - using a combined hydrology-stability model to assess the relative sensitivity of a landslide to climatic versus landuse change in South East England (abstract). In: , IAG 4th International Conference on Geomorphology, Bologna. *Suppl. di Geografica Fisica e Dinamica Quaternaria*, S. 125.
- COROMINAS, J. & MOYA, J. (1996): Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events. In: J. Chacon, C. Irigaray & T. Fernandez (Hrsg.), *Landslides, Granada*. Balkema, 125-132.

- CROZIER, M. (1986): Landslides: causes, consequences and environment. Croom Helm, London, 252 S.
- CUBASCH, U., SANTER, B.D., HELLBACH, A., HEGERL, G., HÖCK, H., MAIER-REIMER, E., MIKOLAJEWICZ, U., STÖSSEL, A. & VOSS, R. (1994): Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, 10, 1-19.
- CUBASCH, U., SANTER, B.D. & HEGERL, G.C. (1995a): Klimamodelle - wo stehen wir? *Physikalische Blätter*, 51, 269-276.
- CUBASCH, U., WASZKEWITZ, J., HEGERL, G.C. & PERLWITZ, J. (1995b): Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Climatic Change*, 31, 273-304.
- CUBASCH, U., VON STORCH, H., WASZKEWITZ, J. & ZORITA, E. (1996): Estimates of climate change in Southern Europe derived from dynamical climate model output. *Climate Research*, 7, 129-149.
- DE BOER, D.H. (1992): Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review. *Geomorphology*, 4, 303-318.
- DEHN, M. (1999): Application of an analog downscaling technique for the assessment of future landslide activity - a case study from the Italian Alps. *Climate Research*, akzeptiert.
- DEHN, M., BÜRGER, G., BUMA, J. & GASPARETTO, P. (1998): Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology*, akzeptiert.
- DEHN, M. & BUMA, J. (1999): Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology*, im Druck.
- DIKAU, R. (1996): The Temporal Stability and Activity of Landslides in Europe with respect to Climatic Change. In: R. Casale (Hrsg.): *Hydrological and hydrogeological risks*. CEC, DG XII, Brüssel, 375-406.
- DIKAU, R. & JÄGER, S. (1995): Landslide Hazard Modelling in New Mexico and Germany. In: D.F.M. McGregor & D.A. Thompson (Hrsg.): *Geomorphology and Land Management in a Changing Environment*. Wiley, Chichester, 51-67.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Hrsg.), (1996a): *Landslide Recognition. Identification, movement and causes*. Wiley & Sons, Chichester, 251 S.
- DIKAU, R., GÄRTNER, H., HOLL, B., KIENHOLZ, H., MANI, P. & ZIMMERMANN, M. (1996b): Untersuchungen zur Murgangaktivität im Mattertal, Wallis, Schweiz. In: *Interpraevent (Hrsg.), Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen*, 397-408.
- DIKAU, R., SCHROTT, L., DEHN, M., HENNRICH, K., IBSEN, M.-L. & RAEMANN, S. (Hrsg.), (1996c): *The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC), Final Report. Part I, Summary Report*. unveröffentlicht, Heidelberg, 208 S.
- EYBERGEN, F.A. & IMESON, A.C. (1989): *Geomorphological processes and climatic change*. *Catena*, 16, 307-319.
- FLOHN, H. (1963): *Klimaschwankungen und grossräumige Klimabeeinflussung*. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Heft 2, 61 S.

- FREY-BUNESS, A. (1993): Ein statistisch-dynamisches Verfahren zur Regionalisierung globaler Klimasimulationen. DLR-Forschungsbericht 93-47, Oberpfaffenhofen.
- FREY-BUNESS, A., HEIMANN, D. & SAUSEN, R. (1995): A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, 50, 117-131.
- GASPARETTO, P., MOSSELMAN, M. & VAN ASCH, T.W.J. (1996): The mobility of the Alvera landslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). *Geomorphology*, 15, 327-335.
- GERSTENGARBE, F.-W. & WERNER, P.C. (1993): Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowski 1881-1992. *Ber. d. Deutschen Wetterdienstes* 113, 113, Offenbach.
- GIORGI, F. (1990): Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. of Climate*, 3, 941-963.
- GLADE, T. (1997): The temporal and spatial occurrence of rainstorm-triggered landslide events in New Zealand. PhD Thesis, Victoria University, Wellington.
- GOSTELOW, T.P. (1991): Rainfall and landslides. In: M.E. Almeida-Teixeira, R. Fantechi, R. Oliveira & A. Gomes Coelho (Hrsg.): *Prevention and control of landslides and other mass movements*. CEC, Brussels, 139-161.
- GOVI, M., MORTARA, G. & SORZANA, P.F. (1985): *Eventi idrologici e frane: Geologia applicata e idrogeologia*. CNR, 359-375.
- GRABL, H. (1998): Nachhaltigkeit braucht Forschung zum globalen Wandel. In: R. Dikau, G. Heinritz & R. Wiessner (Hrsg.): *Global Change - Konsequenzen für die Umwelt*. 51. Deutscher Geographentag. Franz Steiner, Stuttgart, 12-21.
- GUMBEL, E.J. (1958): *Statistics of extremes*. Columbia University Press, New York, 375 S.
- GYALISTRAS, D., VON STORCH, H., FISCHLIN, A. & BENISTON, M. (1994): Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models case studies of statistical downscaling in the Alps. *Climate Research*, 4, 167-189.
- HAFF, P.K. (1996): Limitations on predictive modeling in geomorphology. In: B.L. Rhoads & C.E. Thorn (Hrsg.): *The scientific nature of geomorphology*. Wiley & Sons, Chichester, 337-358.
- HARRISON, P.A. & BUTTERFIELD, R.E. (1996): Effects of climate change on European-wide winter wheat and sunflower productivity. *Climate Research*, 7, 225-241.
- HAY, L.E., MCCABE, G.J., WOLOCK, D.M. & AYERS, M.A. (1992): Use of weather types to disaggregate General Circulation Model predictions. *J. Geophysical Research*, 97, 2781-2790.
- HENDRIKS, M.R. (1992): *Estimation of piezometric levels: the EPL model*. Universität Utrecht, Utrecht.
- HENKEL, D.J. & SKEMPTON, A.W. (1954): A landslide at Jackfield, Shropshire, in a heavily overconsolidated clay. *Geotechnique*, 5, 131-137.
- HENNRICH, K. (1995): *Analysen zur Beziehung von Niederschlag und Grundwasser der Alvera-Hangrutschung, Cortina d'Ampezzo, Italien*. Diplomarbeit, Universität Heidelberg, 80 S.

- HEWITSON, B.C. & CRANE, R.G. (1996): Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, 7, 85-95.
- HEYEN, H. (1997): Fortran-Routine 'STDOWN'. Automatisches Downscaling mit CCA, Geesthacht, unveröffentlicht.
- HEYEN, H., ZORITA, E. & VON STORCH, H. (1996): Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus*, 48A, 312-323.
- HOSTETLER, S.W. (1994): Hydrologic and atmospheric models: the (continuing) problem of discordant scales (an editorial comment). *Climatic Change*, 27, 345-350.
- HOUGHTON, J.T., CALLANDER, B.A. & VARNEY, S.K. (Hrsg.), (1992): *Climate change 1992. The supplementary report to the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, 200 S.
- HOUGHTON, J.T., MEIRA FILHO, L.G., CALLANDER, B.A., HARRIS, N., KATTENBERG, A. & MASKELL, K. (Hrsg.), (1996): *IPCC Climate Change 1995*. Cambridge University Press, Cambridge, 572 S.
- HUGHES, J.P., LETTENMAIER, D. & GUTTORP, P. (1993): A stochastic approach for assessing the effect of changes in regional circulation patterns on local precipitation. *Water Resources Research*, 29, 3303-3315.
- HULME, M. (1996): Global warming. *Progress in Physical Geography*, 20, 216-223.
- HULME, M., HOSSELL, J.E. & PARRY, M.L. (1993): Future climate change and land use in the United Kingdom. *The Geographical Journal*, 159, 131-147.
- HURREL, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- HURREL, J.W. & VAN LOON, H. (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.
- IMESON, A.C. & EMMER, I.M. (1992): Implications of climate change on land degradation in the Mediterranean. In: L. Jelic, J.D. Milliman & G. Sestini (Hrsg.): *Climatic change and the Mediterranean*. Edward Arnold, London, 95-128.
- JOHNS, T.C., CARNELL, R.E., CROSSLEY, J.F., GREGORY, J.M., MITCHELL, J.F.B., SENIOR, C.A., TETT, S.F.B. & WOOD, R.A. (1997): The Second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation. *Climate Dynamics*, 13, 103-134.
- JONAS, P., CHARLSON, R., ROHDE, H. & SADASIVAN, S. (1996): Radiative forcing of climate change. Aerosols. In: J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Hrsg.): *IPCC Climate Change 1995*. Cambridge University Press, Cambridge, 103-108.
- JONES, D.K.C. (1993a): Global warming and geomorphology. *The Geographical Journal*, 159, 124-130.
- JONES, D.K.C. (1993b): Slope instability in a warmer Britain. *The Geographical Journal*, 159, 184-195.
- JONES, D.K.C. (1995): Environmental Change, Geomorphological Change and Sustainability. In: D.F.M. McGregor & D.A. Thompson (Hrsg.):

Geomorphology and Land Management in a Changing Environment. Wiley, Chichester, 11-34.

- KARL, T.R., WANG, W.-C., SCHLESINGER, M.E., KNIGHT, D.E. & PORTMAN, D. (1990): A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate, Part I. *J. of Climate*, 3, 1053-1079.
- KATZ, R.W. & BROWN, B.G. (1992): Extreme events in a changing climate - variability is more important than averages. *Climatic Change*, 21, 289-302.
- KLEEBERG, H.B. (Hrsg.), (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. VCH, Weinheim, 444 S.
- KNOX, J.C. & KUNDZEWICZ, Z.W. (1997): Extreme hydrological events, palaeo-information and climate change. *Hydrological Sciences Journal*, 42, 765-779.
- LAMB, H.H. (1972): British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. HMSO, Geophysical Memoir 116, London.
- LAMB, P.J. & PEPLER, R.A. (1987): North Atlantic Oscillation: concept and an application. *Bull. American Met. Soc.*, 68, 1218-1225.
- LANG, H. & BRAUN, L. (1990): On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation. In: L. Molnar (Hrsg.), *Hydrology of Mountainous Areas, Strbske Pleso*. IAHS Publ. no. 190, 347-354.
- LANG, H.-J., HUDER, J. & AMANN, P. (1996): *Bodenmechanik und Grundbau*. Springer, Heidelberg, 320 S.
- LYELL, C. (1830-33): *Principles of Geology*, Edinburgh, 3 Bände S.
- MANABE, S. & STOFFER, R.J. (1993): Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. *Nature*, 364, 215-218.
- MARTIN, E., TIMBAL, B. & BRUN, E. (1997): Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Climate Dynamics*, 13, 45-56.
- MASLIN, M.A. & BERGER, A. (1997): A European view of the future of palaeoclimate research. *Quaternary Science Reviews*, 16, 501-504.
- MICHAELSEN, J. (1987): Cross-validation in statistical climate forecast models. *J. Climate and Appl. Meteorology*, 26, 1589-1600.
- MITCHELL, J.F.B., JOHNS, T.C., GREGORY, J.M. & TETT, S. (1995): Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Nature*, 376, 501-504.
- MORGAN, R.P.C. (1986): *Soil Erosion and Conservation*. Longman, Essex, 298 S.
- NACHTNEBEL, P. (1998): Possible consequences of climate change on river basin management. In: R. Casale (Hrsg.), *RIBAMOD: Impact of climate change on flooding and sustainable river management*, Wallingford. European Communities, in Vorbereitung.
- OBLÉD, C. (1990): Hydrological modeling in regions of rugged relief. In: IAHS (Hrsg.), *I Hydrological measurements; the water cycle*, Lausanne. IAHS, 599-613.
- ORESQUES, N., SHRADER-FRECHETTE, K. & BELITZ, K. (1994): Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences. *Science*, 263, 641-646.

- PALUTIKOF, J.P. (1995): Implications of greenhouse effect for extreme climatic events and agricultural and water impacts. MEDALUS II, Final Report, London.
- PASUTO, A., SIORPAES, C. & SOLDATI, M. (1997): Carta Geologica della Conca di Cortina d'Ampezzo, Padova, 1:25000.
- PETHICK, J. (1993): Shoreline adjustments and coastal management: physical and biological processes under accelerated sea-level rise. *The Geographical Journal*, 159, 162-168.
- PEVIANI, M. & RAFAELLI, S. (1998): Impact of climate change on the hydro-meteorological conditions leading to intense mass movement events in mountainous areas. In: R. Casale (Hrsg.), RIBAMOD: Impact of climate change on flooding and sustainable river management, Wallingford. European Communities, in Vorbereitung.
- RAHMSTORF, S. (1994): Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, 372, 82-85.
- REBETEZ, M., LUGON, R. & BAERISWYL, P. (1997): Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic Change*, 36, 371-389.
- ROBERTS, N. (1994): The global environmental future. In: N. Roberts (Hrsg.): *The changing global environment*. Blackwell, Oxford, 3-21.
- ROBINSON, P.J. & FINKELSTEIN, P.L. (1994): The development of impact-oriented climate scenarios. *Bulletin American Meteorological Society*, 72, 481-490.
- ROECKNER, E., ARPE, K., BENGTTSSON, L., CHRISTOPH, M., CLAUSSEN, M., DÜMENIL, L., ESCH, M., GIORGETTA, M., SCHLESE, U. & SCHULZWEIDA, U. (1996a): The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, MPI-Report 218, Hamburg.
- ROECKNER, E., OBERHUBER, J.M., BACHER, A., CHRISTOPH, M. & KIRCHNER, I. (1996b): ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dynamics*, 12, 737-754.
- ROEDEL, W. (1992): *Physik unserer Umwelt. Die Atmosphäre*. Springer, Heidelberg-Berlin, 457 S.
- RUBY LEUNG, L. & GHAN, S.J. (1995): A Subgrid Parameterization of Orographic Precipitation. *Theor. Appl. Climatol*, 52, 95-118.
- SÁNCHEZ-ARCILLA, A. & JIMÉNEZ, J.A. (1997): Physical impacts of climatic change on deltaic coastal systems (I): an approach. *Climatic Change*, 35, 71-93.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1992): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Borntraeger, Stuttgart, 231 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994): *Klimatologie*. UTB Fachwissenschaft. Ulmer, Stuttgart, 436 S.
- SCHUMM, S.A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers*, NS 4, 485-515.
- SCHUMM, S.A. (1991): *To interpret the earth. Ten ways to be wrong*. Cambridge University Press, Cambridge, 133 S.

- SCHUSTER, R.L. (1996): Socioeconomic significance of landslides. In: A.K. Turner & R.L. Schuster (Hrsg.): Landslides. Investigation and mitigation. Transportation Research Board Special Report. National Academy Press, Washington D.C., 12-35.
- SCHWEIZER RÜCK (1994): Risiko Klima, Zürich, 48 S.
- SELBY, M.J. (1993): Hillslope Materials and Processes. Oxford University Press, Oxford, 451 S.
- SHINE, K.P., FOUQUART, Y., RAMASWAMY, V., SOLOMON, S. & SRINIVASAN, J. (1996): Radiative forcing of climate change. Radiative forcing. In: J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Hrsg.): IPCC Climate Change 1995. Cambridge University Press, Cambridge, 108-118.
- SLAYMAKER, O. (1990): Climate change and erosion processes in mountain regions of Western Canada. Mountain Research and Development, 10, 171-182.
- SLAYMAKER, O. (1997): A pluralist, problem-focused geomorphology. In: D.R. Stoddart (Hrsg.): Process and form in geomorphology. Routledge, London, 328-339.
- SUGDEN, D.E., SUMMERFIELD, M.A. & BURT, T.P. (1997): Editorial: Linking short-term geomorphological processes to landscape evolution. Earth Surface Processes and Landforms, 22, 193-194.
- TERLIEN, M.T.J. (1996): Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides. Intern. Inst. for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Report 32, Enschede.
- THORNTHWAITE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, 38, 55-94.
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R. (1957): Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel Institute of Technology, laboratory of climatology, Publications in Climatology, Centerton, New Jersey, 10, 185 - 309.
- TRENBERTH, K.E. (1995): Atmospheric circulation climate changes. Climatic Change, 31, 427-453.
- TRENBERTH, K.E. (1996): Coupled Climate System Modelling. In: T.W. Giambelluca & A. Henderson-Sellers (Hrsg.): Climate Change. Developing Southern Hemisphere Perspectives. Wiley, Chichester, 63-88.
- TRENBERTH, K.E. (1997): The use and abuse of climate models. Nature, 386, 131-133.
- TRENBERTH, K.E. & PAOLINO, D.A. (1980): The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors, and discontinuities. Mon. Wea. Rev., 108, 855-872.
- VAN ASCH, T.W.J. & BUMA, J.T. (1997): Modelling groundwater fluctuations and the frequency of movement of a landslide in the Terres Noires region of Barcelonnette (France). Earth Surface Processes and Landforms, 22, 131-141.
- VAN ASCH, T.W.J. & VAN STEIJN, H. (1991): Temporal patterns of mass movements in the French Alps. Catena, 18, 515-527.

- VAN DEN DOOL, H.M. (1994): Searching for analogues, how long must we wait? *Tellus*, 46A, 314-324.
- VERHAAGEN, P. (1988): Dendrogeomorphological investigations on a landslide in the Riou Bourdoux Valley. Universität Utrecht, Utrecht.
- VINER, D. & HULME, M. (1994): The Climate Impacts LINK project. A report prepared for the UK Department of the Environment. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich.
- VINER, D. & HULME, M. (1997): The Climate Impacts LINK project. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich.
- VON STORCH, H. (1995a): Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorologische Ztschr.*, N.F. 4, 72-80.
- VON STORCH, H. (1995b): Spatial patterns: EOFs and CCA. In: H. von Storch & A. Navarra (Hrsg.): *Analysis of climate variability. Applications of statistical techniques*. Springer, Berlin-Heidelberg, 227-257.
- VON STORCH, H., ZORITA, E. & CUBASCH, U. (1993): Downscaling of climate change estimates to regional scales - an application to Iberian rainfall in winter time. *Journal of Climate*, 6, 1161-1171.
- WATSON, R.T., ZINYOWERA, M.C., MOSS, R.H. & DOKKEN, D.J. (Hrsg.), (1996): *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change Scientific-Technical Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 878 S.
- WEYANT, J. (1996): Integrated assessment of climate change: an overview and comparisons of approaches and results. In: J.P. Bruce, H. Lee & E.F. Haites (Hrsg.): *Climate Change 1995. Economic and social dimensions of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, 367-396.
- WILBY, R.L., BARNESLEY, N. & O'HARE, G. (1995): Rainfall variability associated with Lamb weather types: the case for incorporating weather fronts. *Int. J. of Climatology*, 15, 1241-1252.
- WILBY, R.L. & WIGLEY, T.M.L. (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21, 530-548.
- WILKS, D.S. (1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. An Introduction*. Academic Press, San Diego, 464 S.
- ZIMMERMANN, M. & HAEBERLI, W. (1992): Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas - a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement*, 22, 59-72.
- ZORITA, E., HUGHES, J.P., LETTENMAIER, D.P. & VON STORCH, H. (1995): Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *J. of Climate*, 8, 1023-1042.
- ZORITA, E., KHARIN, V. & VON STORCH, H. (1992): The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. of Climate*, 5, 1097-1108.
- ZORITA, E. & VON STORCH, H. (1998): A survey of statistical downscaling techniques. GKSS Report 97/E/20, Geesthacht, 42 S.

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 55: *Selke, W.*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. DM 28,--
- Heft 56: *Sander, H.-J.*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. DM 24,--
- Heft 57: *Wiek, K.*: Die städtischen Erholungsflächen. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften - dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den USA. 1977. 216 S. DM 19,--
- Heft 58: *Frankenberg, P.*: Florengographische Untersuchungen im Raume der Sahara. Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. DM 48,--
- Heft 60: *Liebhold, E.*: Zentralörtlich-funktionalräumliche Strukturen im Siedlungsgefüge der Nordmeseta in Spanien. 1979. 202 S. DM 29,--
- Heft 61: *Leusmann, Ch.*: Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. DM 32,--
- Heft 62: *Seibert, P.*: Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolsón, Provinz Río Negro, und ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. DM 29,--
- Heft 63: *Richter, M.*: Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Dargestellt am Val Vegomess im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. DM 33,--
- Heft 65: *Böhm, H.*: Bodenmobilität und Bodenpreisgefüge in ihrer Bedeutung für die Siedlungsentwicklung. 1980. 261 S. DM 29,--
- Heft 66: *Lauer, W. u. P. Frankenberg*: Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika - Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. 1981. 127 S. DM 32,--
- Heft 67: *Höllermann, P.*: Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe - Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. DM 26,--
- Heft 69: *Graafen, R.*: Die rechtlichen Grundlagen der Ressourcenpolitik in der Bundesrepublik Deutschland - Ein Beitrag zur Rechtsgeographie. 1984. 201 S. DM 28,--
- Heft 70: *Freiberg, H.-M.*: Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. 1985. 170 S. DM 33,--
- Heft 71: *Yang, T.*: Die landwirtschaftliche Bodennutzung Taiwans. 1985. 178 S. DM 26,--
- Heft 72: *Gaskin-Reyes, C.E.*: Der informelle Wirtschaftssektor in seiner Bedeutung für die neuere Entwicklung in der nordperuanischen Regionalstadt Trujillo und ihrem Hinterland. 1986. 214 S. DM 29,--
- Heft 73: *Brückner, Ch.*: Untersuchungen zur Bodenerosion auf der Kanarischen Insel Hierro. 1987. 194 S. DM 32,--
- Heft 74: *Frankenberg, P. u. D. Klaus*: Studien zur Vegetationsdynamik Südosttunesiens. 1987. 110 S. DM 29,--
- Heft 75: *Siegburg, W.*: Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren. Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge). 1987. 243 S. DM 38,--
- Heft 77: *Anhuf, D.*: Klima und Ernteertrag - eine statistische Analyse an ausgewählten Beispielen nord- und südsaharischer Trockenräume - Senegal, Sudan, Tunesien. 1989. 177 S. DM 36,--
- Heft 78: *Rheker, J.R.*: Zur regionalen Entwicklung der Nahrungsmittelproduktion in Pernambuco (Nordostbrasilien). 1989. 177 S. DM 35,--
- Heft 79: *Völkel, J.*: Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). 1989. 258 S. DM 39,--
- Heft 80: *Bromberger, Ch.*: Habitat, Architecture and Rural Society in the Gilán Plain (Northern Iran). 1989. 104 S. DM 30,--
- Heft 81: *Krause, R.F.*: Stadtgeographische Untersuchungen in der Altstadt von Djidda / Saudi-Arabien. 1991. 76 S. DM 28,--

(Fortsetzung umseitig)

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 82: *Graafen, R.*: Die räumlichen Auswirkungen der Rechtsvorschriften zum Siedlungsweisen im Deutschen Reich unter besonderer Berücksichtigung von Preußen, in der Zeit der Weimarer Republik. 1991. 283 S. DM 64,--
- Heft 83: *Pfeiffer, L.*: Schwerminalanalysen an Dünensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. 1991. 235 S. DM 42,--
- Heft 84: *Dittmann, A. and H.D. Laux (Hrsg.)*: German Geographical Research on North America - A Bibliography with Comments and Annotations. 1992. 398 S. DM 49,--
- Heft 85: *Grunert, J. u. P. Höllermann, (Hrsg.)*: Geomorphologie und Landschaftsökologie. 1992. 224 S. DM 29,--
- Heft 86: *Bachmann, M. u. J. Bendix*: Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Wettersatellitendaten. 1993. 301 S. DM 58,--
- Heft 87: *Schickhoff, U.*: Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). 1993. 268 S. DM 54,--
- Heft 88: *Schulte, R.*: Substitut oder Komplement - die Wirkungsbeziehungen zwischen der Telekommunikationstechnik Videokonferenz und dem Luftverkehrsaufkommen deutscher Unternehmen. 1993. 177 S. DM 32,--
- Heft 89: *Lützel, R.*: Räumliche Unterschiede der Sterblichkeit in Japan - Sterblichkeit als Indikator regionaler Lebensbedingungen. 1994. 247 S. DM 42,--
- Heft 90: *Grafe, R.*: Ländliche Entwicklung in Ägypten. Strukturen, Probleme und Perspektiven einer agraren Gesellschaft, dargestellt am Beispiel von drei Dörfern im Fayyüm. 1994. 225 S. DM 46,--
- Heft 91: *Bonine, M.E., Ehlers, E., Krafft, Th. and G. Stöber (Hrsg.)* The Middle Eastern City and Islamic Urbanism. An Annotated Bibliography of Western Literature. 1994. 877 S. DM 68,--
- Heft 92: *Weiers, S.*: Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). 1995. 216 S. DM 38,--
- Heft 93: *Braun, G.*: Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). 1996. 156 S. DM 54,--
- Heft 94: *Braun, B.*: Neue Cities australischer Metropolen. Die Entstehung multifunktionaler multifunktionaler Vorortzentren als Folge der Suburbanisierung. 1996. 316 S. DM 29,--
- Heft 95: *Krafft, Th. u. L. Garcia-Castrillo Riesco (Hrsg.)*: Professionalisierung oder Ökonomisierung im Gesundheitswesen? Rettungsdienst im Umbruch. 1996. 220 S. DM 24,--
- Heft 96: *Kemper, F.-J.*: Wandel und Beharrung von regionalen Haushalts- und Familienstrukturen. Entwicklungsmuster in Deutschland im Zeitraum 1871-1978. 1997. 306 S. DM 34,--
- Heft 97: *Nüsser, M.*: Nanga Parbat (NW-Himalaya): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung. 1998. 232 S. DM 42,--
- Heft 98: *Bendix, J.*: Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der klimatologisch-lufthygienischen Situation von Nordrhein-Westfalen. Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter Fernerkundung und numerischer Modellierung. 1998. 183. S. DM 48,--

In Kommission bei Asgard-Verlag, Sankt Augustin

Nicht genannte Nummern sind vergriffen.