

Regionales Klima und Gletscherschwankungen am Gran Campo Nevado, Patagonien

Christoph Schneider

Habilitationsschrift

**Institut für Physische Geographie
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg
Freiburg im Breisgau
November 2003**

Vorwort

Die Gelegenheit zusammen mit der Forschungsgruppe 'Gran Campo Nevado' einen der entlegeneren Winkel unseres Planeten näher kennen zu lernen habe ich auf Anregung von PD Dr. Rolf Kilian, Universität Trier, von Anfang an mit Begeisterung wahrgenommen. Viele aussergewöhnliche Augenblicke, Aussichten und Einsichten verbinden mich seitdem und nach vielen Wochen im Gelände und noch mehr Wochen in der Studierstube in Deutschland mit vielen Menschen und mit diesem aussergewöhnlichen Flecken im Südwesten Patagoniens.

Mein Dank gilt deshalb zu allererst Rolf Kilian, der mit unerschöpflicher Begeisterung und Schaffenskraft das logistische und auch das menschliche Umfeld geschaffen hat, ohne welches diese Arbeit unmöglich gewesen wäre. Mein besonderer Dank geht auch an die studentischen Helfer im Gelände Michael Glaser, Markus Stickling, Johannes Koch und Tobias Sauter für ihre vielfältige Unterstützung in jeder möglichen und unmöglichen Situation während vier Geländekampagnen.

Prof. Dr. Gino Casassa, Centro de Estudios Científicos (CECS), Valdivia, danke ich für die vielfältige logistische Unterstützung, die Zusammenarbeit im Gelände, für die Bereitstellung von meteorologischen Daten und diversen Gerätschaften, und vor allem aber für die überwältigende Gastfreundschaft in Chile.

Auch allen anderen Teilnehmern an Geländephasen, die mit mir im Gelände waren und die alle in der einen oder anderen Form Beiträge zum Gelingen dieser Arbeit geleistet haben, sei hier herzlichst (in alphabetischer Reihenfolge) gedankt: Tobias Fischbach, Carola Franzen, Matthias Faller, Till Hahneforth, Miriam Hohner, Kerstin Mumm, Michael Moritz, Dr. Andreas Vogel, Prof. Dr. Gerd Wendt, Prof. Dr. Gerhard Wörner.

Einen besonderen Dank schulde ich Marcelo Arévalo, Universidad de Magallanes, für seine tatkräftige und überlegte Hilfe sowohl bei der Anfertigung von Gerätschaften für die klimatologischen und glaziologischen Messsysteme als auch bei der Arbeit im Gelände und auf See. Thomas Ludwig, Institut für Mineralogie, Universität Heidelberg, danke ich für die elektrotechnische Aufrüstung der automatischen Wetterstationen. Geraldo Friedli, Estancia Skyring, Region Magallanes, danke ich für die Erlaubnis auf seinem Grund eine der Wetterstationen betreiben zu dürfen.

Besonderen Dank schulde ich auch den Helfern, die innerhalb der Gran Campo Nevado Arbeitsgruppe zu Hause die Stellung gehalten haben und die Prozessierung von Daten maßgeblich mit voran getrieben haben: Anette Frank, Daniel Gies, Michael Glaser, Felipe Luiz Guanaes Rego, Tobias Sauter, Michael Schnirch. Mit in diesen Dank schließe ich César Acuña, Centro de Estudios Científicos (CECS), Valdivia, ein, der an der Erstellung des Gletscherinventars mitgewirkt hat.

Dem Kartographen am Institut für Physische Geographie in Freiburg, Dieter Lickert, danke ich für die Bearbeitung etlicher der Karten und Graphiken der Arbeit.

Ing. Ariel Santana und Nicolás Butorovic, Instituto Patagonia, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, danke ich für die fruchtbare Zusammenarbeit und für die Überlassung der meteorologischen Daten der Wetterstation 'Jorge Schythe' in Punta Arenas und der Wetterstation am Flughafen in Punta Arenas.

Folgenden Geldgebern und Sponsoren bin ich zu großem Dank verpflichtet: der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), dem Verein der Freunde der Universität Freiburg, dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) und dem Sportgeschäft Adventure Company in Freiburg.

Prof. Dr. Hermann Goßmann danke ich dafür, dass ich am Institut für Physische Geographie in einem solch optimalen Arbeitsumfeld und mit der entsprechenden Geräteausstattung die

Forschung am Gran Campo Nevado durchführen konnte. Ebenso gilt mein Dank allen Angehörigen des Institutes für die kollegiale und entspannte Zusammenarbeit. Besonders hervorheben möchte ich dabei den Beitrag von Dr. Helmut Saurer, der nicht nur durch seine konstruktiven Kommentare wesentlich zur Verbesserung meiner Arbeit beigetragen hat, sondern auch über mehr als ein Jahrzehnt hinweg am Institut für Physische Geographie als Kollege und Freund meine Arbeit wo immer er vermochte tatkräftig unterstützt hat.

Den größten Beitrag zum Gelingen der Forschungsarbeit am Gran Campo Nevado hat aber sicherlich meine Frau Daniele Weiler geleistet, die mir immer den Rücken gestärkt hat und durch ihre Bereitschaft alle Lasten mitzutragen dafür gesorgt hat, dass ich die Arbeit an dieser Habilitationsschrift fast nie als Anstrengung sondern als freudvolles Gestalten erlebt habe.

Freiburg im Breisgau, November 2003, Christoph Schneider.

Inhaltsverzeichnis

Inhalt.....	I
Abbildungsverzeichnis.....	VII
Verzeichnis der Tabellen.....	XVII
Verzeichnis der Abkürzungen.....	XX
Verzeichnis der Formelzeichen	XXI
1. Einführung in den Untersuchungsgegenstand	1
1.1 Fragestellung und Struktur der Arbeit	1
1.2 Gran Campo Nevado Projekt.....	3
1.2.1 Forschungsumfeld und Untersuchungsgegenstand.....	3
1.2.2 Logistik und Geländekampagnen am Gran Campo Nevado.....	3
2. Physisch-Geographische Rahmenbedingungen im Süden Patagoniens	7
2.1 Räumliche Einordnung und Abgrenzung.....	7
2.2 Klimageographie Patagoniens	10
2.2.1 Besonderheiten der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre....	10
2.2.2 Stellung innerhalb der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre.....	11
2.2.3 Thermische Bedingungen und solares Strahlungsklima	18
2.2.4 Hygrische Bedingungen	21
2.2.5 Der Wind als ökologischer Faktor.....	25
2.2.6 Übersicht über die wichtigsten Klimaelemente im südlichsten Südamerika	28
2.2.7 Patagonien im Rahmen gängiger Klimaklassifikationen	29
2.2.8 Patagonien im Kontext des weltweiten Klimawandels	30
2.3 Geologische Übersicht.....	36
2.4 Grundzüge der Glazialgeographie des Untersuchungsraumes	39
2.5 Grundzüge der Geomorphologie des Untersuchungsraumes	43
2.6 Kurzer Abriß der Klima- und Vereisungsgeschichte im Süden Patagoniens	47
2.7 Vegetationszonierung und Böden	55
2.7.1 Magellanisches Moorland.....	56
2.7.2 Immergrüner subantarktischer Regenwald.....	56
2.7.3 Sommergrüner subantarktischer Regenwald.....	57
2.7.4 Ostpatagonische Steppe.....	58
2.8 Wirtschaften des Menschen und Besiedlung.....	59
3. Wetterlagenklassifikation für Südpatagonien	62
3.1 Methoden zur Klassifikation von Bodenluftdruckmustern	62
3.1.1 Manuelle Klassifikation.....	62

3.1.2	Korrelationsmethode	63
3.1.3	Hauptkomponentenanalyse.....	64
3.1.4	Clusteranalyse	65
3.1.5	Testverfahren.....	66
3.2	Bisherige Bestimmung von Wetterlagen für Patagonien	67
3.3	Datengrundlage	69
3.3.1	NCEP/NCAR-Reanalysedaten	69
3.3.2	Stationsdaten.....	70
3.3.3	Datenabgleich NCEP/NCAR zu Stationsdaten	70
3.4	Druckmusterklassifikation der NCEP/NCAR-SLP-Daten	72
3.5	Zirkulationsmuster und Häufigkeiten.....	76
3.5.1	Darstellung der zehn Zirkulationsmuster	76
3.5.2	Häufigkeiten.....	80
3.5.3	Jahresgang der Wetterlagen	80
3.6	Statistische Bewertung der Klassifikation.....	82
3.6.1	Repräsentativität des Untersuchungszeitraumes	82
3.6.2	Unterschiedlichkeit der Wetterlagen.....	83
4	Klimatische Differenzierung im Südwesten Patagoniens.....	85
4.1.	Datenquellen und eigene Messungen.....	85
4.1.1	Eigene automatische Wetterstationen (AWS).....	85
4.1.1.1	AWS Gran Campo Nevado, Puerto Bahamondes.....	85
4.1.1.2	AWS Galería	86
4.1.1.3	AWS Skyring	88
4.1.1.4	AWS Glaciar Lengua.....	89
4.1.2	Charakteristika der an den AWS eingesetzten Messinstrumente	90
4.1.2.1	Niederschlag.....	90
4.1.2.2	Temperatur	92
4.1.2.3	Luftfeuchte	93
4.1.2.4	Wind	93
4.1.2.5	Strahlung	93
4.1.2.6	Analoge Kontrollmessungen/ Wetterbuch	94
4.1.3	Daten anderer Wetterstationen	94
4.2	Klimatische Differenzierung im Umfeld des Gran Campo Nevado	95
4.2.1	Windrichtung.....	95
4.2.2	Vertikale Temperaturgradienten.....	96
4.2.3	Niederschlag.....	97

4.2.3.1	Vergleich von analoger und digitaler Niederschlagsmessung an der Puerto Bahamondes.....	97
4.2.3.2	Schneeniederschlag	99
4.2.3.3	Extremniederschläge	100
4.2.3.4	Mittlerer Niederschlag an der Puerto Bahamondes	100
4.2.3.5	Regenmessung an der AWS Galería und am Lago Muñoz Gamero im Vergleich zur AWS Gran Campo NPB	101
4.2.4	Exemplarische Darstellung von Wetterabläufen	102
4.3	Das Klimaprofil bei 53°S	105
4.3.1	Die Klimastationen im Vergleich.....	105
4.3.1.1	Lufttemperatur.....	105
4.3.1.2	Globalstrahlung.....	108
4.3.1.3	Windrichtung und Windgeschwindigkeit	109
4.3.1.4	Niederschlag.....	111
4.4	Klimaelemente bei verschiedenen Wetterlagen entlang des Profils bei 53°S.....	115
4.4.1	Standardisierung der Daten	
4.4.2	Klimaelemente jeder Wetterlage an den betrachteten Wetterstationen im Überblick	115
4.4.2.1	Windgeschwindigkeit.....	116
4.4.2.2	Windrichtung	117
4.4.2.3	Niederschlag.....	118
4.4.2.4	Globalstrahlung.....	120
4.4.2.5	Lufttemperatur.....	122
4.4.2.6	Relative Luftfeuchtigkeit	123
4.4.3	Analytische Betrachtung der einzelnen Wetterlagen	129
4.4.3.1	Westlage.....	129
4.4.3.2	Südwestlage	130
4.4.3.3	Nordwestlage.....	131
4.4.3.4	Tiefdrucktrog über dem Pazifik.....	132
4.4.3.5	Hochdruckkeil	132
4.4.3.6	Hochdruckbrücke	133
4.4.3.7	Südlage.....	134
4.4.3.8	Drucklage mit Hochdruckgebiet im Osten	134
4.4.3.9	Nordlage	135
4.4.3.10	Drucklage mit schwachem Druckgradienten	136
4.4.4	Vergleich der Meßwerte an den Klimastationen bei verschiedener Anströmung	137
4.5	Vergleich der gefundenen Druckmuster mit den Großwetterlagen nach ENDLICHER (1991b)	140

5.	Auswirkungen der El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Schwankung in Patagonien	142
5.1	Überblick über El Niño und seine Auswirkungen in Südamerika	142
5.2	Spurensuche nach Auswirkungen der ENSO in Patagonien	145
5.2.1	Daten und Vorverarbeitung	145
5.2.2	Datenverarbeitung.....	146
5.2.3	Ergebnis der Spurensuche nach Auswirkungen der ENSO in Patagonien	146
5.3	ENSO und der Niederschlag an der Westseite der südlichsten Anden	148
5.3.1	Zusammenhang zwischen SOI, SLP und Windgeschwindigkeit in Jahresmittelwerten	148
5.3.2	Zonale Windgeschwindigkeit und Niederschlag	153
5.3.3	Saisonale Effekte der Kopplung von ENSO und Niederschlag	160
5.3.4	Zeitliche Varianz der Kopplung von ENSO und Niederschlag	164
5.3.5	Der Effekt der Kopplung von ENSO und Niederschlag in Stationsdaten..	166
5.4	Zusammenfassung der Auswirkungen der ENSO auf den Südwesten Patagoniens	172
6.	Untersuchungsgebiet südliche Península Muñoz Gamero.....	173
6.1	Topographischer Überblick Península Muñoz Gamero	173
6.2	Untersuchungen der Forschungsgruppe Gran Campo Nevado auf der südlichen Península Muñoz Gamero	174
6.3	Physische Geographie des Raums.....	176
6.3.1	Geomorphologie	176
6.3.2	Vegetationsgeographie	177
6.3.3	Vergletscherung auf der Península Munoz Gamero	178
7.	Gletscherinventar Gran Campo Nevado	180
7.1	Methodik und Datenmaterial	180
7.1.1	Vorgehensweise	180
7.1.2	Hilfsmittel und Software	181
7.1.3	Fernerkundungsdatensätze und Vorverarbeitung.....	181
7.1.3.1	Bildserien	181
7.1.3.2	Bestimmung der Orientierungsparameter der Luftbilder mittels Aerotriangulation.	183
7.1.3.3	Satellitenbilder	190
7.2	Digitales Geländemodell	192
7.2.1	Eingangsdaten zu DGM-Erstellung	192
7.2.1.1	Kartenmaterial.....	192
7.2.1.2	Digitalisieren von topographischen Kartenvorlagen.....	192

7.2.1.3	Extraktion von topographischen Informationen aus dem Satellitenbild	192
7.2.1.4	Photogrammetrische Messungen.....	193
7.2.2	Verarbeitung der Eingangsdaten zur DGM-Erstellung.....	193
7.2.3	Das DGM „Gran Campo Nevado“	195
7.2.4	Genauigkeitsangaben und Fehlerquellen	196
7.2.4.1	Fehlerquellen bei der Datenaufnahme	196
7.2.4.2	Genauigkeitsangaben und mögliche Fehlerquellen bei der Erstellung des DGM	197
7.3	Topographische Ortholuftbildkarte	199
7.3.1	Prinzip der Ortholuftbilderzeugung	199
7.3.2	Verarbeitungsschritte zur digitalen Ortholuftbilderstellung	200
7.3.3	Mögliche Fehlerquellen bei der Erzeugung der Ortholuftbilder	200
7.3.4	Ortholuftbildkarte Gran Campo Nevado	201
7.4	Das Gletscherinventar „Südliche Península Muñoz Gamero“	202
7.5	Gletscherstandsänderungen am Gran Campo Nevado.....	207
8.	Energie- und Massenbilanz am Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado	216
8.1	Überblick	216
8.2	Morphologie des Glaciar Lengua.....	218
8.3	Fließgeschwindigkeit im Zehrgebiet des Glaciar Lengua	222
8.4	Messung der Eismächtigkeit im Zehrgebiet des Glaciar Lengua.....	224
8.5	Messung der Ablation im Zehrgebiet des Glaciar Lengua.....	226
8.5.1	Messung der Ablation Südherbst 2000.....	226
8.5.2	Langfristige Messung der Ablation seit November 2000.....	226
8.6	Messung der Energiebilanz im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua	228
8.6.1	Methodik der Energiebilanzmodellierung einer Eisoberfläche am Schmelzpunkt	228
8.6.1.1	Strahlung	228
8.6.1.2	Der Austausch turbulenter Wärme	231
8.6.1.3	Berücksichtigung der Stabilität der Atmosphäre bei der Berechnung der turbulenten Wärmeströme.....	233
8.6.1.4	Rauhigkeitslänge	234
8.6.2	Die Energiebilanz am Meßpunkt der AWS	235
8.7	Modellierung der Massenbilanz am Glaciar Lengua	244
8.7.1	Theorie des Gradtagmodells	244
8.7.2	Abhängigkeit der Ablation am Glaciar Lengua von den Ausgangsgrößen	246
8.7.3	Gradtagmodell für den Glaciar Lengua	247
8.7.4	Spezifischer Massenbilanzgradient am Glaciar Lengua	250

8.7.5	Flächenhafte Massenbilanz am Glaciar Lengua.....	251
8.7.6	Zur Abhängigkeit der Massenbilanz von Temperatur und Niederschlag	254
8.7.6.1	Gletschermassenbilanz am Glaciar Lengua 2000 bis 2003 bei geänderten klimatischen Bedingungen	254
8.7.6.2	Sensitivität der Massenbilanz in Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag.....	256
8.7.7	Rekonstruktion der Massenbilanz des Glaciar Lengua.....	259
8.7.7.1	Rekonstruktion der Massenbilanz im Untersuchungszeitraum	259
8.7.7.2	Rekonstruktion der Massenbilanz des Glaciar Lengua im 20. Jahrhundert.....	261
8.7.7.3	Fehlerabschätzung der Massenbilanzberechnung	266
8.7.7.4	Diskussion der rekonstruierten Massenbilanzreihen des Glaciar Lengua.....	267
	Zusammenfassung	269
	Abstract	271
	Literaturverzeichnis.....	273

Abbildungsverzeichnis

1.1	Küstenmotorschiff Gran Campo II, Eigner Rolf Kilian,	3
1.2	Forschungsstützpunkt Refugio Gran Campo I in der Puerto Bahamondes am Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero	4
1.3	Forschungsstützpunkt Refugio Gran Campo II in der Puerto Bahamondes am Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero, Außenansicht und Interieur	4
1.4	Forschungsstützpunkt Biwak Galería am Paso Galería, Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero	5
2.1	Lage Südpatagoniens und Deutschlands auf ihrer jeweiligen Halbkugel.....	7
2.2	Breitenkreislage Patagoniens im Vergleich zu Südafrika und Neuseeland.....	8
2.3	Übersichtskarte südliches Patagonien und Feuerland	9
2.4	Verlauf der Schneegrenze (1), niedrigste Meereshöhe der Gletscherfronten (2) und 0°C – Isotherme (Sommer und Winter, 3) in den Anden	11
2.5	Mittlere Luftdruckverteilung in Meereshöhe über Südamerika im Juli.....	12
2.6	Mittlere Luftdruckverteilung in Meereshöhe über Südamerika im Januar	12
2.7	Bodenluftdruck und Fronten einzelner Zyklonen am 16.01.1976 (a) und langjähriges Mittel des Bodenluftdrucks (b) im Januar der hohen Breiten der Südhemisphäre	13
2.8:	Mittlerer Luftdruck auf Meereshöhe als Funktion der geographischen Breite entlang der chilenischen Küste	14
2.9	Zirkumpolare Strukturen um die Antarktis	15
2.10	Thermoisoplethendiagramm von Punta Arenas.	17
2.11	Klimadiagramm von Punta Arenas (53°S / 70°W)	18
2.12	Klimadiagramm von Islotes Evangelistas (52°S / 71°W)	18
2.13	Vergleich der mittleren Lufttemperatur an den Küsten Südamerikas im Juli und im Januar	19
2.14	Sommergrüner Wald mit Nothofagus antartica am Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado (53°S).....	20
2.15	„Geköpfte“ Tagesgänge der Temperatur in Punta Arenas.....	20
2.16	Hygrisches Profil durch Südpatagonien bei ca. 53°S	22
2.17	Jahresgang des Niederschlages in Patagonien	23
2.18	Stärkewindrose für Kampenaike bei Punta Arenas	25
2.19	Windschur an einer Südbuche am Seno Skyring	26
2.20	Anemo-Isoplethendiagramm für Punta Arenas	26
2.21	Thermische Bedingungen, Niederschlag und Wind in West- und Ostpatagonien	28
2.22	Monatsmitteltemperaturen und daraus abgeleiteter Klimatrend in Punta Arenas seit 1888.....	30
2.23	Entwicklung der Temperatur in Südpatagonien 1930-1988.....	31
2.24	Entwicklung der Temperatur im Kleinen Süden Chiles 1930-1988.....	31

2.25	Temperaturtrend Punta Arenas entsprechend VILLALBA ET AL. (2003b).....	31
2.26	Anamolien der Lufttemperaturen im 20. Jahrhundert von Faro Evangelistas und von Punta Arenas nach verschiedenen Quellen.....	32
2.27	Temperaturtrend Punta Arenas 1930 bis 1990 entsprechend VILLALBA ET AL. (2003b) und SANTANA ET AL. (2003).....	33
2.28	Niederschlag und Niederschlagstrend in Punta Arenas, Bahía Félix und Islotes Evangelistas	34
2.29	Lithologische und tektonische Übersichtskarte von Patagonien	36
2.30	Morphologisch-geologische Gliederung Patagoniens	37
2.31	Lage der patagonischen Gletschergebiete und der Eisrandlagen der letzten beiden Vereisungsphasen	39
2.32	Nördliches Patagonisches Inlandeis	40
2.33	Auslaßgletscher (Glaciar Grey) des Südlichen Patagonischen Inlandeis und Lago Grey.....	41
2.34	Auslaßgletscher des Südlichen Patagonischen Inlandeis und Lago Argentino (Glaciar Moreno).....	41
2.35	Im fjordartigen Canal Garjado südlich der Engstelle 'Angostura de los Tempanos' am Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero	43
2.36	Gletscherschrammen an einem Rundhöcker, Península Muñoz Gamero	44
2.37	Drumlinfeld am Südostufer der Seno Otway	44
2.38	Strandterrassen wahrscheinlich eines ehemaligen proglazialen Stausees am Nordufer des Seno Skyring.....	45
2.39	Die Umgebung des Seno Skyring und des Seno Otway	47
2.40	Delta- ¹⁸ O-Entwicklung, in der Antarktis und Grönland im Vergleich zur Vegetationsentwicklung und dem Kohlenstoffgehalt in der Region des Gran Campo Nevado und der Waldentwicklung im Bereich der Magellanstraße und auf der Halbinsel Taitao.....	48
2.41	Landsat TM 5 Satellitenbildaufnahme von Gran Campo Nevado und Seno Skyring mit eingezeichneten Gletscher Rückzugsphasen.....	49
2.42	Moränengürtel am Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado	50
2.43	Übersichtskarte des südlichen Südamerikas mit der Lage des Untersuchungsgebietes, den wichtigsten Vegetationsformen sowie der maximalen Eisrandlage der letzten Kaltzeit	55
2.44	Magellanisches Moorland (Niedermoor) verzahnt mit immergrünem Regenwald und Nothofagus Antarctica Pioniergehölzen, Punto de Bahamondes, 53°S.....	56
2.45	Immergrüner subantarktischer Regenwald mit der Südbuche Nothofagus Betuloides bei 53°S	57
2.46	Ostpatgonische Strauchsteppe an der Straße Punta Arenas nach Puerto Natales ungefähr bei 52°S	58

3.1	Klassifikation nach Umweltvariable oder nach Zirkulationstyp	62
3.2	Bodenwetterkarten für charakteristische synoptische Situationen in Patagonien	68
3.3	Zur Korrelation verwandte Datengitter von NCEP/NCAR-Daten	72
3.4	Flussdiagramm zur Ermittlung der vorläufigen Wetterlagentypen	74
3.5	Flussdiagramm zur Korrelation, Mittelung, Zuordnung und Ausgabe der Wetterlagentypen.....	75
3.6	Wetterlagentypen im Bodenluftdruckfeld	77
3.7	Häufigkeiten der 10 Druckmustertypen für Südpatagonien und Feuerland im Zeitraum 1980 bis 2001.....	80
3.8	Jahresgang der zehn Wetterlagen	80
4.1	Messzeiträume an den Stationen AWS Gran Campo NPB, AWS Galería, AWS Skyring und WS Punta Arenas JS.	85
4.2	Schematischer Aufbau und Instrumentierung der verwendeten AWS	86
4.3	Datenlogger und Drucksensor an der AWS Gran Campo NPB.....	87
4.4	Messstandorte der AWS und der Wetterstationen dieser Untersuchung	88
4.5	Anordnung der AWS im Bereich des Gran Campo Nevado	88
4.6	AWS Gran Campo NPB, Canal Gajardo	89
4.7	AWS Galería, Paso Galería	89
4.8	AWS Skyring	90
4.9	Niederschlagsmesser nach Hellmann, Puerto Bahamondes.....	91
4.10	Niederschlagsmesser nach Hellmann mit Sammel-tank, Puerto Bahamondes (a), Sammelgefäß des Niederschlagsmessers mit Ablaufschlauch zum Sammel-tank (b)	92
4.11	Wetterstation Estación Jorge C. Schythe (WS Punta Arenas JS) auf dem Gelände des Instituto de la Patagonia.....	93
4.12	Häufigkeitswindrosen der drei AWS Gran Campo NPB, Glaciar Lengua und Galería.....	95
4.13	Der Windrichtungswechsel auf dem Glaciar Lengua folgt zeitweise während Schönwetterperioden einem Tagesgang mit nächtlichem Kaltluftabfluß entlang des Gletschers (SW) und Drehen auf NW um die Mittagszeit.....	96
4.14	Temperaturmessstation am Eisrand des Gran Campo Nevado bei 966 m ü. d. M., südlich des Paso Galería.....	97
4.15	Vergleichsmessung von Tagessummen des Niederschlages an der AWS Gran Campo NPB, gemessen mittels Kippwaage und analogem Regensammler nach Hellmann am Refugio Gran Campo Nevado	98
4.16	Mittleres Verhältnis des Tagesniederschlages an der AWS Galería zum Tagesniederschlag an der AWS Gran Campo NPB sortiert nach Temperaturintervallen	98
4.17	Mittleres Verhältnis des Tagesniederschlages an der AWS Galería zum Tagesniederschlag an der AWS Gran Campo NPB sortiert nach Windgeschwindigkeitsintervallen	98

4.18	Zusammenhang zwischen mittlerer Windgeschwindigkeit und Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB.....	99
4.19	Witterungsperioden an der AWS Gran Campo NPB	104
4.20	Illustration der Orographie im Südwesten Patagoniens.....	105
4.21	Höhenprofil über die Anden bei ungefähr 53°S	106
4.22	Jahresgang der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS, der WS Faro Evangelistas, der AWS Gran Campo NPB und der AWS Skyring.....	107
4.23	Gang der Tagesmitteltemperatur an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	108
4.24	Häufigkeiten der Windrichtung an der AWS Skring, der AWS Galería, der AWS Gran Campo NPB und der WS Punta Arenas JS.....	109
4.25	Monatmittelmerte des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas, der WS Punta Arenas JS, der AWS Gran Campo NPB und der AWS Skyring von November 1999 bis February 2002	110
4.26	Räumliche Verteilung des mittleren Jahresniederschlages und der Jahresmitteltemperatur und Jahresniederschlag an Wetterstationen im Dreijahreszeitraum von Oktober 1999 bis September 2002	113
4.27	Boxplots der Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Wetterlagen für das Bodenwindfeld und für die Situation im 850-hPa-Niveau aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten.....	116
4.28	Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	117
4.29	Häufigkeit der Windrichtung bei verschiedenen Wetterlagen an den Stationen und in NCEP/NCAR-Reanalysedaten	119
4.30	Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB bei verschiedenen Wetterlagen.....	120
4.31	Niederschlag an der AWS Skyring bei verschiedenen Wetterlagen	120
4.32	Niederschlag an der WS Punta Arenas JS bei verschiedenen Wetterlagen.....	121
4.33	Standardisierte Globalstrahlung nach Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB und der AWS Skyring	121
4.34	Standardisierte Abweichungen der Temperatur in Abhängigkeit von der Wetterlage an der WS Punta Arenas JS (links), der AWS Skyring (rechts) und AWS Gran Campo NPB (unten)	122
4.35	Luftfeuchtigkeit in Abhängigkeit der Wetterlage an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	123
4.36	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Westlage.....	129
4.37	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Südwestlage	130
4.38	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Nordwestlage.....	131
4.39	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS beim Tiefdrucktrog über dem Pazifik.....	131

4.40	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage 'Hochdruckkeil'	132
4.41	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage 'Hochdruckbrücke'	133
4.42	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Südlage	134
4.43	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage mit Hochdruckgebiet im Osten	135
4.44	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage mit Nordlage	135
4.45	Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage mit schwachem Druckgradienten	136
4.46	Unterschiede der Ausprägung der Klimaelemente an der WS Punta Arenas JS, der AWS Gran Campo NPB und der AWS Skyring entsprechend der Anströmrichtungen Nord bis Ost (1 'others'), Süd (2) und West (3)	137
5.1	Mittlerer Bodenluftdruck im Meeresniveau aus NCEP/NCAR-Daten im Zeitraum 1970 bis 2001 über dem Südpazifik und dem südlichen Südamerika.....	148
5.2	Korrelation zwischen jährlichen Anomalien des Luftdrucks im Meeresniveau und Jahresmittelwerten des SOI aus NCEP/NCAR-Daten im Zeitraum 1970 bis 2001 über dem Südpazifik und dem südlichen Südamerika.....	148
5.3	Mittlerer Bodenluftdruck im Meeresniveau (a) und erste Ableitung (meridionaler Luftdruckgradient) davon (b) entlang eines Profils bei 90°W aus Monatsmittelwerten von NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Zeitraum 1970 bis 2001.	150
5.4	SOI und mittlerer Bodenluftdruck im Meeresniveau bei 30°S/90°W und bei 60°S/90°W 1970 bis 2001 aus NCEP/NCAR-Daten.....	151
5.5	SOI und Wetterlagen (siehe Kap. 3) gruppiert nach Westlagen, Antizyklonallagen, Sonstige und unklassifizierte Tage im zeitlichen Verlauf 1970 bis 2000.	152
5.6	Korrelation der Jahresmittelwerte der Zonalwindgeschwindigkeit aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und SOI über dem Südpazifik zwischen 1970 und 2001.....	153
5.7	Korrelation der Jahresmittelwerte der Niederschlagsanomalie über dem südlichen Südamerika aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten mit dem SOI zwischen 1970 und 2001.	154
5.8	Mittlerer Jahresniederschlag nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten über Patagonien und Feuerland im Zeitraum 1970 bis 2000.....	155
5.9	Vergleich des Niederschlages an der Station Faro Evangelistas und in der Region 52,5°S bis 55°S und 75°W bis 72.5°W nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten 1970 - 2000.....	156

5.10	Mittlerer Unterschied im Jahresniederschlag aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten bei Unterscheidung zwischen Monaten mit positivem SOI ($\text{SOI} > +0.0$, La Niña) und Monaten mit stark negativem SOI ($\text{SOI} < -1.5$, El Niño).	157
5.11	Zeitreihe der Monatswerte von SOI und Anomalien von Windgeschwindigkeit (m/s) und Niederschlag (mm) aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Fenster $52,5^{\circ}\text{S}$ bis 55°S und 75°W bis $72,5^{\circ}\text{W}$	158
5.12	Korrelation zwischen monatlichen Anomalien des meridionalen Druckgradienten aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem SOI über dem südlichen Südamerika und dem Südostpazifik im Zeitraum 1970 bis 2000.	160
5.13	Korrelationen zwischen Anomalien des monatlichen meridionalen Druckgradienten aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem SOI für Zeitversatz bis zu ± 12 Monate und für alle 12 einzelnen Monatsreihen.	161
5.14	Korrelationen zwischen Anomalien des monatlichen Niederschlages aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem SOI für Zeitversatz bis zu ± 12 Monate und für alle 12 einzelnen Monatsreihen in der Region von $52,5^{\circ}\text{S}$ bis 55°S und von $72,5^{\circ}\text{W}$ bis 75°W	162
5.15	Mittlerer zweijähriger Jahresgang des Niederschlages aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Raum $52,5^{\circ}\text{S}$ bis $55,0^{\circ}\text{S}$ und 75°W bis $72,5^{\circ}\text{W}$ im Mittel aller Jahre und im Mittel der El Niño- und der La Niña-Jahre.	163
5.16	Gleitende Korrelation in einem Datenfenster von 60 Monaten zwischen den Monatsmittelwerten der Anomalien von meridionalen Luftdruckgradienten, Niederschlag und Windgeschwindigkeit aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten mit dem SOI.	164
5.17	SOI-Zeitreihe	165
5.18	Mittlerer zweijähriger Jahresgang des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas im Mittel aller Jahre und im Mittel der El Niño- und der La Niña-Jahre.	169
5.19	Anomalien des Monatsniederschlages an der AWS Gran Campo NPB und SOI im Zeitraum 1999 bis 2003.	170
5.20	Korrelation zwischen Monatsmittelwerten des SOI und Anomalien des Monatsniederschlages an der AWS Gran Campo NPB.	170
6.1	Übersicht Muñoz Gamero Süd.....	173
6.2	Satellitenbildkarte Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero Süd; Landsat ETM 8, Aufnahme aus dem Jahre 2002, Falschfarbendarstellung mit den Kanälen 2, 4 und 5	174
6.3	Frostsprengung und Sortierung am Cerro de los Trece Conderes, Gran Campo Nevado, Chile	175
6.4	Überblick über den Sedimentkörper (Schwemmfächer und Deltaschüttung) des Río Lengua in der Puerto Bahamondes, Chile	176
6.5	Geomorphologische Kartierung des Sedimentkörpers des Río Lengua, Puerto Bahamondes, Chile	177
6.6	Vegetationsgeographische Kartierung des Sedimentkörpers des Río Lengua, Puerto Bahamondes, Chile	178

7.1	Übersicht über die Vorgehensweise zur Erstellung des Gletscherinventars.....	180
7.2	Die Parameter der Inneren Orientierung	184
7.3	Die Parameter der Äußeren Orientierung.	185
7.4	Anordnung eines Bildfluges	186
7.5	Prinzip der Bündelblockausgleichung (aus: Schwiedefsky und Ackermann 1976)	187
7.6	Ideale Anordnung der Pass- und Verknüpfungspunkte bei einer Bündelblockausgleichung.	188
7.7	Lage der Passpunkte und der Verknüpfungspunkte für den Bildblock.....	189
7.8	Lage der Ortholuftbilder der Jahre 1942 und 1984 sowie der bei der Entzerrung verwendeten Passpunkte.	190
7.9	Vergleich eines Teilbereichs des TIN ohne und mit 'critical points'.....	193
7.10	Perspektivische Ansicht des Reliefs des Gran Campo Nevado mit Blick von Süden.	195
7.11	Prinzip der Orthophotoerzeugung.	199
7.12	Gletscherpolygone nach der Digitalisierung auf der Grundlage des Orthofotomosaiks der Luftbildserie von 1998.	202
7.13	Gletscherpolygone der Eiskappe des Gran Campo Nevado nach der Digitalisierung auf der Grundlage des Orthofotomosaiks der Luftbildserie von 1998 und anschliessender Aufteilung des zentralen Polygons der Eiskappe auf die Auslassgletscher mit Hilfe des IDRISI-Moduls 'watershed'	203
7.14	Die Eiskappe des Gran Campo Nevado auf der südlichen Peninsula Muñoz Gamero bei 53°S, Chile	206
7.15	Digitalisierung der Gletscherstände am Glaciar Lengua an der Ossteite des Gran Campo Nevado im Bildmaterial der Zeitschnitte 1942, 1984, 1986 und 1998.....	207
7.16	Übersicht über die fünf Detailausschnitte (Nortoueste, Oueste, Suroueste, Lengua und Galería) zur Untersuchung von Gletscherstandsveränderungen der Gran Campo Nevado Eiskappe.	208
7.17:	Gletscherstände an den Gletscherzungen Galería und Norte.	209
7.18:	Perspektivische Ansicht der Gletscherzungen Galería und Norte.	209
7.19:	Gletscherstände an der Gletscherzunge Lengua.	210
7.20:	Perspektivische Ansicht der Gletscherzunge Lengua.	210
7.21:	Gletscherstände an der Gletscherzunge Nortoueste.....	211
7.22:	Perspektivische Ansicht der Gletscherzunge Nortoueste.	211
7.23:	Gletscherstände an den Gletscherzungen Oueste.....	212
7.24:	Perspektivische Ansicht der Gletscherzungen Oueste.....	212
7.25:	Gletscherstände an den Gletscherzungen Suroueste.	213
7.26:	Perspektivische Ansicht der Gletscherzungen Suroueste.	213
7.27:	Längenänderungen von 9 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.....	214
7.28:	Flächenänderungen von 8 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.....	215

8.1	Zum Zusammenhang von meteorologischen Bedingungen, Massenbilanz, Fließdynamik, Gletscherbettgeometrie und zeitabhängiger Gletscherausdehnung.....	216
8.2	Überblick Gran Campo Nevado und Lage des Glaciar Lengua.....	218
8.3	Ansicht Glaciar Lengua von Ost.	219
8.4	Eislawine durch das Eiscoloir am Glaciar Lengua.....	219
8.5	Gletscherzunge und Cerac des Glaciar Lengua und proglazialer Lago Lengua.....	219
8.6	3-D-Ansicht der topographischen Darstellung des Glaciar Lengua	220
8.7	Ortholuftbildkarte Glaciar Lengua.	220
8.8	Höhenverteilung der Gletscherfläche des Glaciar Lengua. Fläche in km ² pro 50-Meter-Höhenintervall.....	221
8.9	Messnetz der Ablationsstangen und Position der Stangen seit April 2000 am Glaciar Lengua.	222
8.10	Ausbringen von Ablationsstangen auf dem Glaciar Lengua mit Hilfe des Heucke-Dampfbohrers.	223
8.11	Messprinzip des Eisdickenradars.....	224
8.12	Oberes Tiefen- und Oberflächenprofil am Glaciar Lengua	225
8.13	Unteres Tiefen- und Oberflächenprofil am Glaciar Lengua.	225
8.14	Abhängigkeit der Ablation von der Geländehöhe.	227
8.15	AWS Glaciar Lengua, März 2000.	228
8.16	Mittlerer Tagesgang der Albedo an der AWS Glaciar Lengua.....	229
8.17	Albedo an der AWS Glaciar Lengua.	229
8.18	Mittlerer Tagesgang der Terme der Strahlungsbilanz an der AWS Glaciar Lengua	230
8.19	Vergleich zwischen gemessener und modellierter Ablation während der Messkampagne im Südsommer 2000 im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua	237
8.20	Vergleich zwischen gemessener und modellierter Ablation während der Messkampagne im Südsommer 2000 im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua vom 28.02.00 bis 12.04.00 und Verlauf der modellierten Abaltion in Tagesmittelwerten.....	238
8.21	Zeitlicher Verlauf der Energieströme an der AWS Glaciar Lengua vom 75. bis zum 89. Tag im Jahr 2000; (schwarz: energiebilanz, blau: Strahlungsbilanz, rot: fühlbarer Wärmestrom, grün: latenter Wärmestrom).....	238
8.22	Mittlerer Anteil der Energieflüsse an der Energiebilanz an der AWS Glaciar Lengua im Südsommer 2000 vom 28.02.00 bis 12.04.00.	239
8.23	Stundenwerte und gleitendes 24-Stundenmittel der Energiebilanz, des Schmelzwasseräquivalents, der Lufttemperatur und des fühlbaren Wärmestroms an der AWS Glaciar Lengua	241
8.24	Stundenwerte und gleitendes 24-Stundenmittel von Relativer Feuchte, Wasserdampfdruck, Windgeschwindigkeit und latentem Wärmestrom an der AWS Glaciar Lengua	242

8.25	Stundenwerte und gleitendes 24-Stundenmittel der Globalstrahlung und der Strahlungsbilanz sowie Tagessummen des Niederschlages und Wetteragentyp an der AWS Glaci�r Lengua	243
8.26	Vergleich von Tagesmittelwerten des Energiebilanzmodell, des Gradtagmodells und des multiplen, linearen Regressionsmodell am Glaci�r Lengua	247
8.27	Modellierte Ablation am Glaci�r Lengua, 24.02.00 bis 12.04.00 mit den Daten der AWS Glaci�r Lengua	248
8.28	Modellierte Ablation am Glaci�r Lengua Oktober 1999 bis März 2003 nach Gradtagmodell mit Niederschlags- und Temperaturdatender AWS Gran Campo NPB im Höhenniveau von 450 m �. d. M.	249
8.29	Spezifischer Massenbilanzgradient in den Jahren 2000/01 bis 2002/03 am Glaci�r Lengua entsprechend des geeichten Gradtagmodells	251
8.30	Geländemodell des Glaci�r Lengua.....	251
8.31	Massenbilanzreihe für den Glaci�r Lengua Oktober 1999 bis März 2003	252
8.32:	Räumliche Massenbilanz am Glaci�r Lengua nach Gradtagmodell und digitalem Geländemodell für die Jahre 2000/01 2001/02 und 2002/03.....	253
8.33:	Zusammenhang zwischen kumulativer Massenbilanz und ELA und zwischen kumulativer Massenbilanz und AAR am Glaci�r Lengua	254
8.34:	Kumulative Massenbilanz am Glaci�r Lengua im Mittel der glaziologischen Jahre 2000/01 bis 2002/03 und Ausprägung der kumulativen Massenbilanz bei geänderter mittlerer Lufttemperatur und Niederschlag	255
8.35	Saisonale Sensitivitätscharakteristik ausgewählter Gletscher, abgeleitet aus einem Massenbilanzmodell mittlerer Komplexität.....	256
8.36	Saisonale Sensitivitätscharakteristik des Glaci�r Lengua, abgeleitet aus einem Massenbilanzmodell basierend auf dem Gradtagverfahren.....	257
8.37	Saisonalitätsindex (SI) einiger Gletscher dargestellt in Abhängigkeit des Jahresniederschlages	258
8.38	Massenbilanz in Form von Monatsmittelwerten am Glaci�r Lengua von November 1999 bis März 2003 nach Gradtagmodell, 'Oerlemans'-Modell und multiplen, linearem Regressionsmodell	259
8.39	Zusammenhang zwischen Monatsmittelwerten der Lufttemperatur an den beiden Stationen AWS Gran Campo NPB und WS Punta Arenas J.....	260
8.40	Monatsmittel der Lufttemperatur an der AWS Gran Campo NPB und Rekonstruktion der Werte mit Hilfe linearer Regression aus den Monatsmittelwerten an den WS Punta Arenas JS und Faro Evangelistas für den Zeitraum November 1999 bis März 2003	260
8.41	Zusammenhang zwischen Monatsmittelwerten des Niederschlages an den beiden Stationen AWS Gran Campo NPB und WS Faro Evangelistas.....	261
8.42	Zusammenhang zwischen Monatsmittelwerten des Niederschlages an der AWS Gran Campo NPB und aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten.....	261
8.43	Gemessener und modellierter Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB.....	262
8.44	Rekonstruierte Massenbilanz am Glaci�r Lengua 1900 bis 2003 nur auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS.....	264

8.45	Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciár Lengua 1900 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS und der Variation des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas	264
8.46	Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciár Lengua 1900 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS und der Variation des Niederschlages entsprechend NCEP/NCAR-Reanalysedaten.....	264
8.47	Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciár Lengua 1930 bis 2003 nur auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS korrigiert um den Temperaturtrend entsprechend Villalba et al. 2003 für den Zeitraum vor 1964.....	265
8.48	Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciár Lengua 1930 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS korrigiert um den Temperaturtrend entsprechend Villalba et al. 2003 für den Zeitraum vor 1964 und entsprechend der Variation des Niederschlages der WS Faro Evangelistas	265
8.49	Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciár Lengua 1900 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS korrigiert um den Temperaturtrend entsprechend Villalba et al. 2003 für den Zeitraum vor 1964 und entsprechend der Variation des Niederschlages nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten.....	265

Verzeichnis der Tabellen

1.1	Geländekampagnen unter Beteiligung des Institutes für Physische Geographie der Universität Freiburg am Gran Campo Nevado, Chile	6
2.1	Landbedeckung der Mittelbreiten und Polargebiete im Vergleich	10
2.2	Informationen zu den Klimareihen von Punta Arenas	32
3.1	Zur Klassifikation verwendete NCEP/NCAR-Daten	69
3.2	Korrelationskoeffizienten zwischen NCEP/NCAR-Daten und Stationsdaten	70
3.3	Lage der sechs betrachteten Gitterpunkte im Umkreis der Stationen	71
3.4	Relative Häufigkeiten der Wetterlagen über 2 Jahre (1999 – 2000) und über 20 Jahre (1980 – 1999)	82
3.5	Ergebnis des U-Tests, asymptotische Signifikanz der Übereinstimmung zweier Wetterlagen für die Parameter relative Luftfeuchtigkeit, Temperaturabweichung, Niederschlag, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit und Anzahl der Übereinstimmungen für jedes Wetterlagenpaar	84
4.1	Metadaten zu den Wetterstationen der Untersuchung	86
4.2	Standardinstrumentierung der AWS.	87
4.3	Mittlere Temperaturgradienten zwischen verschiedenen Stationen berechnet aus den Temperaturdifferenzen aller verfügbarer, zeitgleicher Einzelmessungen	96
4.4	Vergleich zwischen Regensammler nach Hellmann und digitaler Kippwaage an der AWS Gran Campo NPB	97
4.5	Extreme Niederschlagsereignisse auf der Nordhalbkugel	101
4.6	Jahresmitteltemperaturen an den betrachteten Stationen	106
4.7	Mittlere und absolute Minimum- und Maximumlufttemperaturen und Temperaturspannen an den verschiedenen Stationen	108
4.8	Mittlere Windgeschwindigkeit und mittlere Maximalwindgeschwindigkeit an den betrachteten Wetterstationen.	110
4.9	Niederschlag an der WS Faro Evangelistas, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS im Vergleich zum Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB	111
4.10	Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der Globalstrahlung für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	124
4.11	Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der Windgeschwindigkeit für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	125
4.12	Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum des Niederschlages für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	126

4.13	Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der Lufttemperatur für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	127
4.14	Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der relativen Luftfeuchte für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS	128
4.15	Entsprechungen der Druckmuster mit den Großwetterlagen nach ENDLICHER (1991b)	140
4.16	Vergleich der Eigenschaften zwischen Wetterlagen nach ENDLICHER (1991b) und den hier analysierten Druckmustern	141
5.1	Maximale und minimale Korrelationen zwischen monatlichen Werten des SOI und den Zeitreihen verschiedener Klimaelemente von NCEP/NCAR-Daten in einem Datengitter zwischen 10°S und 60°S und zwischen 40°W und 100°W zwischen 1980 und 2000.....	146
5.2	Aufstellung der El Niño- und La Niña-Jahre bei der Auswahl der Zusammenstellung der Niederschlagsdaten in Abb. 5.16.	163
5.3	Datenlücken der Station Faro Evangelistas im Zeitraum 1970 bis 2001.....	167
5.4	Korrelation zwischen Monatsmittelwerten des SOI und Anomalien des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas und der WS Punta Arenas JS für verschiedenen Zeitversatz (leads/lags).....	167
5.5	Korrelation der Monatsmittel des SOI mit den Monatswerten der Niederschlagsanomalie an der WS Faro Evangelistas für verschiedene Zeitabschnitte und bei verschiedenem Zeitversatz ('lag').	168
5.6	Mittlere Differenz des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas zwischen Monaten mit positivem (SOI > 0.0, LA Niña) und ausgeprägt negativem (SOI < -1.5, El Niño) SOI.	169
7.1	Metadaten zu den verwendeten Luftbildserien.....	182
7.2	Metadaten zu den verwendeten topographischen Karten.	187
7.3	Metadaten zu den verwendeten Satellitenbildern.....	188
7.4	Metadaten zum Geländemodell als TIN des Gran Campo Nevado.	194
7.5a	Tabellarische Übersicht zum Gletscherinventar der Península Muñoz Gamero südlicher Teil.....	204
7.5b	Tabellarische Übersicht zum Gletscher Inventar der südlichen Península Muñoz Gamero.	205
7.6	Längenänderungen von 9 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.....	214
7.7	Flächenänderungen von 8 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.....	215
8.1	Messungen der Fließgeschwindigkeiten des Eises an der Gletscher-oberfläche aus Positionsbestimmungen der Ablationsstangen des Messnetzes am Glaciar Lengua 2000 bis 2003.	223
8.2	Messungen der Ablation an den Ablationsstangen auf Höhe der AWS Glaciar Lengua im Sommer 2000.	226

8.3	Messungen der Ablation an den Ablationsstangen des Messnetzes am Glaciar Lengua 2000 bis 2003.....	227
8.4	Prozentuale Verteilung der Energiebilanzterme über schmelzenden Eisoberflächen.	240
8.5	Mittelwerte und Extrema der Klimaelemente und der Energieflüsse an der AWS Glaciar Lengua im Südsommer 2000.....	240
8.7	Gradtagfaktoren zusammengestellt nach verschiedenen Autoren	245
8.8	Kreuzkorrelation zwischen Ablation, Energieflüssen und ausgewählten Steuergrößen der AWS Glaciar Lengua und der AWS Gran Campo NPB	246
8.9	Vergleich von Messung und Modellierung der Massenbilanz an den Ablationsstangen am Glaciar Lengua 2000 bis 2003	250
8.10	Kummulative Massenbilanz am Glaciar Lengua in den Jahren 2000/01 bis 2002/03.....	252
8.11	Kummulative Massenbilanz am Glaciar Lengua in den Jahren 2000/01 bis 2002/03 bei geändertem Temperatur- und Niederschlagsregime	255
8.12:	Statistische Kenngrößen der Massenbilanzrekonstruktion mit Gradtagmodell, 'Oerlemans'-Modell und multipltem linearem Regressionsmodell.....	259
8.13:	Mittelwerte der rekonstruierten Massenbilanz am Glaciar Lengua für verschiedene Zeiträume und für verschiedene Berechnungsverfahren.....	263

Verzeichnis der Abkürzungen

AAR	<i>accumulation area ration</i>
ACW	<i>Antarctic Circumpolar Wave</i>
ASCII	<i>American Standards Committee for Information Interchange</i>
AWS	Automatische Wetterstation ´
CDC	<i>Climate Diagnostics Center</i>
CIRES	<i>Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (US)</i>
DGM	Digitales Geländemodell
ELA	Gleichgewichtslinie (<i>equilibrium line altitude</i>)
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
ETM	<i>Enhanced Thematic Mapper</i>
GCNE	Gran Campo Nevado Eiskappe
GIS	Geographisches Informationssystem
GLIMS	<i>Global Land Ice Measurement from Space</i>
GLOBE	<i>Global Land One-kilometer Base Elevation (Project)</i>
GPS	Global Positioning System
HKA	Hauptkomponentenanalyse
IPG	Institut für Physische Geographie
IS. Ev.	Islotes Evangelistas
JS	Jorge C. Schythe
MOT	Meeresoberflächentemperatur
NAO	Nordatlantische Oszillation
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	<i>National Center of Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center of Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration (US)</i>
NPB	Nevado Puerto Bahamondes
NPI	Nördliches Patagonisches Inlandeis
PC	<i>personal computer</i>
PSA	<i>Pacific South America (Mode)</i>
Pt. Ar.	Punta Arenas
RMS	<i>root mean squared error</i>
SAF	Servicio Aerofotogramétrico (de la Fuerza Aérea de Chile)
SAM	<i>Southern Hemisphere Annular (Mode)</i>
SAO	semi-annuelle Oszillation
SLP	<i>sea level pressure</i>
SOI	<i>Southern Oscillation Index</i>
SPI	Südliches Patagonisches Inlandeis
SRH	Subtropisch-randtropischer-Hochdruckgürtel
SPCZ	<i>South Pacific Convergence Zone</i>
STP	Subpolare Tiefdruckrinne
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TIN	<i>Triangular Irregular Network</i>
TIROS	<i>Television and Infrared Observation Satellite</i>
TK	Topographische Karte
TOVS	<i>TIROS Operational Vertical Sounding Instrument</i>
TPI	Trans Polar Index
US	<i>United States (of America)</i>
WGMS	<i>World Glacier Monitoring Service</i>
WS	Wetterstation
WEQ	Wasseräquivalent
WMO	<i>World Meteorological Organisation</i>
ZSAAP	<i>Zonal South America Antarctic Peninsula (Index)</i>

Verzeichnis der Formelzeichen

A_0	langwellige Ausstrahlung
A_a	atmosphärische, langwellige Gegenstrahlung
A	Ablation
a	Mittelwert des Teildatensatzes beim t-Test zur Überprüfung der Unterschiedlichkeit der Mittelwerte von Verteilungen
\bar{a}, \bar{b}	Stichprobenmittelwerte der Stichproben a und b
B_m	Massenbilanz (B) eines Einzeljahres (m)
B_{ref}	mittlere, ausgeglichene Massenbilanz
BH:	beobachtete absolute Häufigkeit der i-ten Klasse beim χ^2 -Test
b_t	Ablationsrate am Zungenende
c_p	Spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck
c_k	Kammerkonstante einer Reihenmeßkamera
$C_{T,k}$	Koeffizientenmatrizen für Temperatur für alle Monate (k)
$C_{P,k}$	Koeffizientenmatrizen für Niederschlag für alle Monate (k)
dh_i	Differenz aus digitalisierten, Höhenkoten und den jeweiligen z-Werten des TIN
E	Fluß latenter Wärme
e	Wasserdampfdruck
F	Freiheitsgrade der Verteilung
g	Gravitationskonstante
H	Fluß fühlbarer Wärmestrom
H'	Bildhauptpunktes im Luftbild
H_m	nichtlineare Anteile der Massebilanzzerlegung
HK_j	Hauptkomponenten, $j=1 \dots m$
h	Gletschermächtigkeit am Zungenende
KW	kurzwellige Einstrahlung
k	Anzahl der Klassen der Stichprobe beim χ^2 -Test
k	Wärmekapazität von Wasser
L_v	Spezifische Verdampfungswärme von Wasser
M	Schmelzenergie
N	Niederschlag
N_h	Niederschlag in der Geländehöhe (h)
N_0	Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB in Meereshöhe
n	Umfang der untersuchten Stichprobe
O	Projektionszentrums im kamerafesten Bildkoordinatensystem
P	Eintrag von Energie durch Niederschlag
P_k	Niederschlag im Monat (k)
$P_{ref,k}$	Niederschlag des Referenzjahresganges im Monat (k)
q	absolute Feuchte der Luft
r_{xy}	Korrelationskoeffizient zwischen den beiden Reihen x und y
R	Strahlungsbilanz
R_1, R_2	Rangzahlen jeder Stichproben beim U-Test
R_b	'bulk'-Richardsonzahl
R_d	allgemeine Gaskonstanten
R_i	Gradient-Richardson-Zahl
R_i	Restglied der Hauptkomponententransformation
rf	relative Feuchte
rms	root mean squared error

S	Veränderung des Energieinhaltes der Schneedecke
SI	Saisonalitätsindex
s_x	Standardabweichung von X
T_i	Lufttemperatur am Tag (i)
T_k	Lufttemperatur im Monat (k)
T_0	Oberflächentemperatur
$T_{ref,k}$	Lufttemperatur des Referenzjahresganges im Monat (k)
T_{pot}	potentiellen Temperatur
$T(z)$	Lufttemperatur in der Meßhöhe (z)
TH_i	theoretisch zu erwartende absolute Häufigkeiten der i-ten Klasse, wenn die Hypothese H_0 gilt beim χ^2 -Test
t	Prüfgröße des t-Tests nach Student
U	Testgröße der U-Verteilung nach Mann/Withney
$u(z)$	Windgeschwindigkeit in der Meßhöhe z
u^*	Schubspannungsgeschwindigkeit
V_i	Originalvariable $i = 1 \dots n$ einer mehrdimensionalen Datenmatrix
W_{ij}	Gewichtungskoeffizient von HK_j für V_i
$\bar{X}; \bar{Y}$	Mittelwerte der N Gitterpunkte in den Datengittern (x) und (y)
x_i	i-ter Wert der Matrix X
x_0, y_0, z_0	Achsen des Bildkoordinatensystem
y_i	Variablenwert am i-ten Gitterpunkt des Datengitters (y)
Z_{xi}	standardisierter Gitterpunktwert am Punkt i am Tag x
z_i	i-ter Wert der standardisierten Variablen Z
$z_{0,u}$	Rauhigkeitslängen für Impulsübertrag
$z_{0,T}$	Rauhigkeitslängen für Wärmeübergang
$z_{0,q}$	Rauhigkeitslängen für Feuchteübergang
z_0	aerodynamische Rauhigkeitslänge
α	Albedo
ΔB_m	jährlicher Abweichung von der mittleren, ausgeglichenen Massenbilanz
ε	Emissivität
κ	van Karman-(Integrations-)Konstante (0,4)
μ	Mittelwert des Gesamtdatensatzes beim t-Test zur Überprüfung der Unterschiedlichkeit der Mittelwerte von Verteilungen
ρ	Dichte der Luft
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante
Γ	Reaktionszeit des Gletschers auf Klimaschwankungen
Θ	Potentielle Temperatur der Luft an der Oberfläche bzw. in der Meßhöhe z
ω, φ, χ	Drehwinkel zwischen den Koordinatensystemen bei der Luftbildorientierung

1. Einführung in den Untersuchungsgegenstand

Geographische Arbeiten zu Landschaften in Chile haben am Institut für Physische Geographie eine lange und fruchtbare Tradition, die zurückgeht auf das Wirken von Wolfgang Weischet in Chile seit 1955. Am bekanntesten unter einer Vielzahl von Aufsätzen und Abhandlungen zu einer großen Breite klimatologischer, ökologischer, geomorphologischer und anthropogeographischer Themen (ENDLICHER 1999) ist hierbei sicherlich Wolfgang Weischets Länderkunde von Chile (WEISCHET 1970). Weitere Studien des Institutes für Physische Geographie der Universität Freiburg in Chile befassten sich mit der Fluß- und Talentwicklung im südlichen Zentralchile (ENDLICHER UND MÄCKEL 1985a,b), der Geoökologie im Küstenbergland von Concepción (ENDLICHER UND MÄCKEL 1987, ENDLICHER 1988) und vor allem mit klimaökologischen Fragestellungen im südlichen Patagonien (z. B. ENDLICHER 1991a, 1991b).

1.1 Fragestellung und Struktur der Arbeit

Im Rahmen der Projektgruppe *Gran Campo Nevado* (Kap. 1.2) konnten seit Oktober 1999 die detaillierte Untersuchung von regionalem Klima und Vergletscherung der südlichen Península Muñoz Gamero im südwestlichen Patagonien studiert werden. Außerdem verzahnt sich das hier vorgestellte Forschungsprojekt mit den beiden internationalen Projekten *Global Land Ice Measurement from Space* (GLIMS) und *World Glacier Monitoring Service* (WGMS), dadurch dass erstmals Daten zur Vergletscherung des Untersuchungsraumes 'Península Muñoz Gamero' erhoben und beiden Projektkonsortien in digitaler Form zur Verfügung gestellt werden.

Im Zentrum des Forschungsansatzes stehen vor allem die Wechselwirkung zwischen der Gletschermassenbilanz und dem regionalen Klima. Folgende Leitfragen lassen sich formulieren:

- Wie läßt sich das regionale Klima im Südwesten Patagoniens mit seiner lokalen Ausprägung direkt am Gran Campo Nevado beschreiben?
- Von welchen Prozessen und von welchen Klimaelementen wird die Gletschermassenbilanz am Gran Campo Nevado gesteuert?
- Wie reagiert das glaziale System auf Variationen von steuernden Klimaelementen und Massenbilanz?
- Wie haben sich Klimaelemente und Gletschermassenbilanz im 20. Jahrhundert entwickelt?

Entsprechend dieser Leitfragen ergibt sich die Struktur der vorliegenden Schrift:

- ♦ Im Anschluß an die Einführung in den Untersuchungsgegenstand und die Angaben zur Projektgruppe und zur Logistik in **Kap. 1** -
- ♦ werden in **Kap. 2** der physisch-geographische Kenntnisstand zu Südwestpatagonien ausgeführt. Hierbei wird vor allem das Regionalklima in Patagonien ausführlich behandelt.
- ♦ **Kap. 3** hat die Ausarbeitung einer semi-objektiven Wetterlagenklassifikation für Patagonien und Feuerland zum Thema.
- ♦ In **Kap. 4** wird das mesoskalige Klima entlang eines Transektes quer zu den patagonischen Anden bei 53°S behandelt. Außerdem wird die Ausprägung des Lokalklimas am Gran Campo Nevado untersucht und die Ausprägung der Klimaelemente bei den unterschiedlichen Wetterlagen entlang des Transektes bei 53°S beleuchtet.
- ♦ **Kap. 5** schließlich widmet sich dem Einfluß der El-Niño-Südlichen-Oszillation (ENSO) auf den Untersuchungsraum.

- ◆ In **Kap. 6** werden die physisch-geographische Ausstattung am Gran Campo Nevado direkt und die Forschungen der Projektgruppe in diesem Gebiet dokumentiert.
- ◆ Die Ausführung des Gletscherinventars und der fernerkundlich-photogrammetrischen Auswertung zu den Gletscherschwankungen am Gran Campo Nevado ist **Kap. 7** vorbehalten.
- ◆ In **Kap. 8** werden schließlich die exemplarischen Untersuchungen am Glaciar Lengua, einem Auslaßgletscher des Gran Campo Nevado, vorgestellt. Hierbei werden Messungen der Fließgeschwindigkeit, der Eismächtigkeit und der Ablation ausgeführt. Den Hauptteil des Kapitels nehmen aber die Ableitung der Energie- und Massenbilanz des Glaciar Lengua ein. Die langjährige Massenbilanz und die Saisonalitätscharakteristik der Massenbilanz werden auf der Basis eines Gradtagmodells analysiert und in Bezug zu regionalen Klimaschwankungen gesetzt.

Da viele der Örtlichkeiten erstmals wissenschaftlich untersucht wurden sind für viele lokale Gegebenheiten keine offiziellen Namen bekannt. Sofern die Namensgebung aus existierenden Karten erkennbar war, wurde darauf zurückgegriffen. Andere topographische Objekte des Untersuchungsgebietes, wie z. B. der Glaciar Lengua, mussten zur eindeutigen Ansprache und aus praktischen Gründen bei der Geländearbeit benannt werden. Dabei wurde auf die Vergabe spanischer Bezeichnungen geachtet. Alle inoffiziellen Bezeichnungen werden mit genauer Beschreibung von Lokalität, Position und Objekt dem Instituto Geográfico Militar de Chile als hierfür verantwortlicher Behörde zur Offizialisierung vorge-schlagen.

1.2 Gran Campo Nevado Projekt

1.2.1 Forschungsumfeld und Untersuchungsgegenstand

Das Projekt am Gran Campo Nevado zeichnet sich durch große Multidisziplinarität aus mit Beteiligten aus Geologie, Sedimentologie, Elektrotechnik, Umweltchemie, Geoökologie, Klimageographie, Glaziologie, Palnyologie und Vegetationsgeographie (siehe z. B. KILIAN ET AL. 2000). Es leistet einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung des südwestlichen Patagoniens. Dem Untersuchungsgebiet im südlichen Südamerikas kommt hierbei aufgrund seiner Lage im Zentrum der südhemisphärischen Westwindzone eine zentrale Bedeutung für die gesamten südhemisphärischen Mittelbreiten zu (MORENO 2002).

Der südliche Teil der Península Muñoz Gamero in der 12. Region (Region Magallanes) in Chile ergibt den räumlichen Fokus dieser interdisziplinären und internationalen Forschungsgruppe *Gran Campo Nevado* unter der Koordination von PD Dr. Rolf Kilian, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Trier. Die Rahmenbedingungen dieser Arbeitsgruppe werden im folgenden kurz umrissen. Hierbei sind die logistischen Voraussetzungen von großer Bedeutung.

1.2.2 Logistik und Geländekampagnen am Gran Campo Nevado

Zum Transport von Material und Personal wurde seit 1998 ein ca. 5 m langes Kajütsportboot eingesetzt. Seit Januar 2002 steht nun ein 13 m langes, hochseetaugliches Küstenmotorschiff (Abb. 1.1) mit modernen Navigations- und Sicherheitseinrichtungen zur Verfügung, welches von Rolf Kilian als Schiffseigner betrieben wird. Das mit doppelt ausgelegter Dieselmachine angetriebene Forschungsschiff wurde mit Bohrplattform und Einrichtungen zur Sedimentechographie (KILIAN ET AL. 2003) ausgestattet und dient neben dem Transport vom Ende der Fahrstrasse am Nordufer des Seno Skyring ins Untersuchungsgebiet auch zur quartärmorphologischen Erforschung der Gewässer der Kanal- und Inselzone im Bereich der Magellanstrasse, des Seno Skyring und des Seno Otway.

Für die Arbeiten im näheren Untersuchungsgebiet im Bereich der Puerto Bahamondes wurden dort in einer Weitung des Canal Garjados in den Jahren 1998 und 2000 zwei Hütten (Abb. 1.2, Abb. 1.3) errichtet, die als Küche und Materialdepot bzw. als Unterkunft und



Abb. 1.1 Küstenmotorschiff Gran Campo II, Eigner Rolf Kilian, Trier (Aufnahme: T. Sauter, März 2003).



Abb. 1.2 Forschungsstützpunkt Refugio Gran Campo I in der Puerto Bahamondes am Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero (Aufnahme: T. Sauter, März 2003).

Arbeitsraum dienen. Zur Fortbewegung auf offenem Wasser dienen im Untersuchungsgebiet neben zwei Schlauchbooten mit Außenbordmotoren vor allem Seekajaks. Da keine Spuren anthropogener Besiedlung im Untersuchungsgebiet vorhanden sind, mussten, wo notwendig, alle Wege selbst exploriert und mit Markierungen versehen werden. Hierbei wurde auf größtmögliche Rücksichtnahme auf das ökologische Gefüge des Raumes Wert gelegt. Die Stromversorgung während der Geländearbeiten wird durch einen Benzingenerator gewährleistet. Zur Kommunikation dient ein Inmarsat-Satellitentelefon.

Zur Erweiterung des Aktionsradius nach Westen (Glaciar Galería), zur Wartung der AWS Galería und als Stützpunkt beim Aufstieg auf den Plateaubereich der Gran Campo Nevado Eiskappe für dortige Arbeiten wurde durch die Forschungsgruppe eine Biwakschachtel in ca. 200 m ü. d. M. an der Ostflanke des Paso Galería errichtet (Abb. 1.4).



Abb. 1.3 Forschungsstützpunkt Refugio Gran Campo II in der Puerto Bahamondes am Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero, (a, links) Außenansicht (Aufnahme: M. Glaser, April 2000), (b, rechts) Interieur (Aufnahme: T. Sauter, März 2003).



Abb. 1.4 Forschungsstützpunkt Biwak Galería am Paso Galería, Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero (Aufnahme: T. Sauter, April 2003).

Seit 1999 sind unter Beteiligung des Institutes für Physische Geographie (IPG) sechs Geländekampagnen im Untersuchungsgebiet durchgeführt worden. Die einzelnen Geländephasen sind in Tab. 1.1 erläutert. An weiteren Geländephasen war die Arbeitsgruppe des IPG nicht direkt beteiligt. Während dieser weiteren Geländephasen wurden die Wartung der vom IPG betriebenen AWS und andere unaufschiebbare Geländearbeiten durch PD Dr. Rolf Kilian geleistet.

Im März 2003 wurde während einer Geländephase eine Detailkartierung im Nordwesten der GCNE am Ausfluss des Lago Muñoz Gamero durchgeführt. Dabei konnte das Refugio Lago Muñoz Gamero der Fa. Geoestudios aus der ersten Hälfte der 90iger Jahre des 20. Jahrhunderts (MARANGUNIC ET AL. 1992) in Wert gesetzt werden.

Zeitraum	Teilnehmer	Schwerpunkte im Bereich oder in Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe am IPG
10/1999	IPG: J. Koch Andere: R. Kilian ¹	Aufbau und Inbetriebnahme AWS Gran Campo NPB; Exploration des Zugangs zum Glaciar Lengua
02/2000 - 04/2000	IPG: C. Schneider, M. Glaser, J. Koch, M. Stickling Andere: R. Kilian ¹ , T. Fischbach ¹ , M. Faller ¹ , M. Hohner ¹ , C. Hertel ⁷	Betrieb und Erweiterung der AWS Gran Campo NPB; Aufbau und Betrieb der AWS Galería; Aufbau und Betrieb der Energiebilanzstation AWS Lengua; Ablationsmessung am Glaciar Lengua; Aufnahme von Vermessungspunkten für die Georeferenzierung von Luft- und Satellitenbildern; Vegetationskundliche Kartierung; Geomorphologische Kartierung; Mitarbeit bei Bau und Erweiterung der Infrastruktur (Refugio Gran Campo II)
08/2000	IPG: A. Friedmann Andere: R. Kilian ¹ , M. Martin ¹	Aufnahme eines Torfbohrkernes zur späteren Pollenanalyse (FESQ-MARTIN 2003)
03/2001	IPG: C. Schneider, M. Stickling Andere: R. Kilian ² , G. Casassa ³ , G. Wörner ⁴ , A. Vogel ⁵ , T. Hahneforth ⁵ , K. Mumm	Betrieb und Wartung der verschiedenen AWS; Eisdickenmessung am Glaciar Lengua; Ablations- und Fließgeschwindigkeitsmessung am Glaciar Lengua Vegetationskundliche Kartierung, Erweiterung Aufbau und Inbetriebnahme der AWS Skyring
03/2002 - 04/2002	IPG: C. Schneider, M. Moritz, T. Sauter, M. Stickling Andere: R. Kilian ² , A. Vogel ⁵ , T. Hahneforth ⁵ , G. Wendt ⁶ , M. Arévalo ³ , K. Mumm	Betrieb und Wartung der AWS; Vegetationskundliche Kartierung; Ablations- und Fließgeschwindigkeitsmessung am Glaciar Lengua Abfluß- und Schwebfrachtmessung am Río Lengua Messung des Tidenhubs in der Puerto Bahamondes Mitarbeit bei den Dreharbeiten für die Reportage 'Sturmfahrt vor Feuerland' durch ein dreiköpfiges Fernseheteam des Zweiten Deutschen Fernsehens (Erstausstrahlung im Mai 2002)
02/2003 - 04/2003	IPG: C. Schneider, T. Sauter, M. Stickling Andere: R. Kilian ² , M. Arévalo ³ , J. Hammer ²	Betrieb und Wartung der AWS; Ablations- und Fließgeschwindigkeitsmessung am Glaciar Lengua; Abfluß- und Schwebfrachtmessung am Río Lengua Abflußmessung eines kleinen Einzugsgebietes (Río Susana) an der Puerto Bahamondes; Abfluß- und Schwebfrachtmessung am Río Lengua und am Gletscherabfluß des Glaciar Nortoueste Vegetationskundliche und geomorphologische Kartierung am Sedimentkörper 'Nortoueste' Mithilfe bei Sedimentechographie und Bohrkernbergung

¹ Universität Freiburg, Geologisches Institut² Fachbereich Geowissenschaften, Universität Trier³ Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile⁴ Universität Göttingen, Geologisches Institut⁵ Institut für Landschaftsökologie, Universität Münster⁶ Universität Rostock⁷ Institut für Umweltchemie, Universität Heidelberg

Tab. 1.1 Geländekampagnen unter Beteiligung des Institutes für Physische Geographie der Universität Freiburg am Gran Campo Nevado, Chile.

2. Physisch-Geographische Rahmenbedingungen im Süden Patagoniens

2.1 Räumliche Einordnung und Abgrenzung

"Patagonien" ist ein Begriff, mit dem man den stürmischen und kühlen "fernen Süden" Süd-amerikas verbindet. Dieses dünn besiedelte und wenig erschlossene "Ende der Welt" schiebt sich als nach Süden hin immer schmaler werdender Keil in sonst nur von Wassermassen eingenommene Breiten vor (Abb. 2.1, 2.2, 2.3).

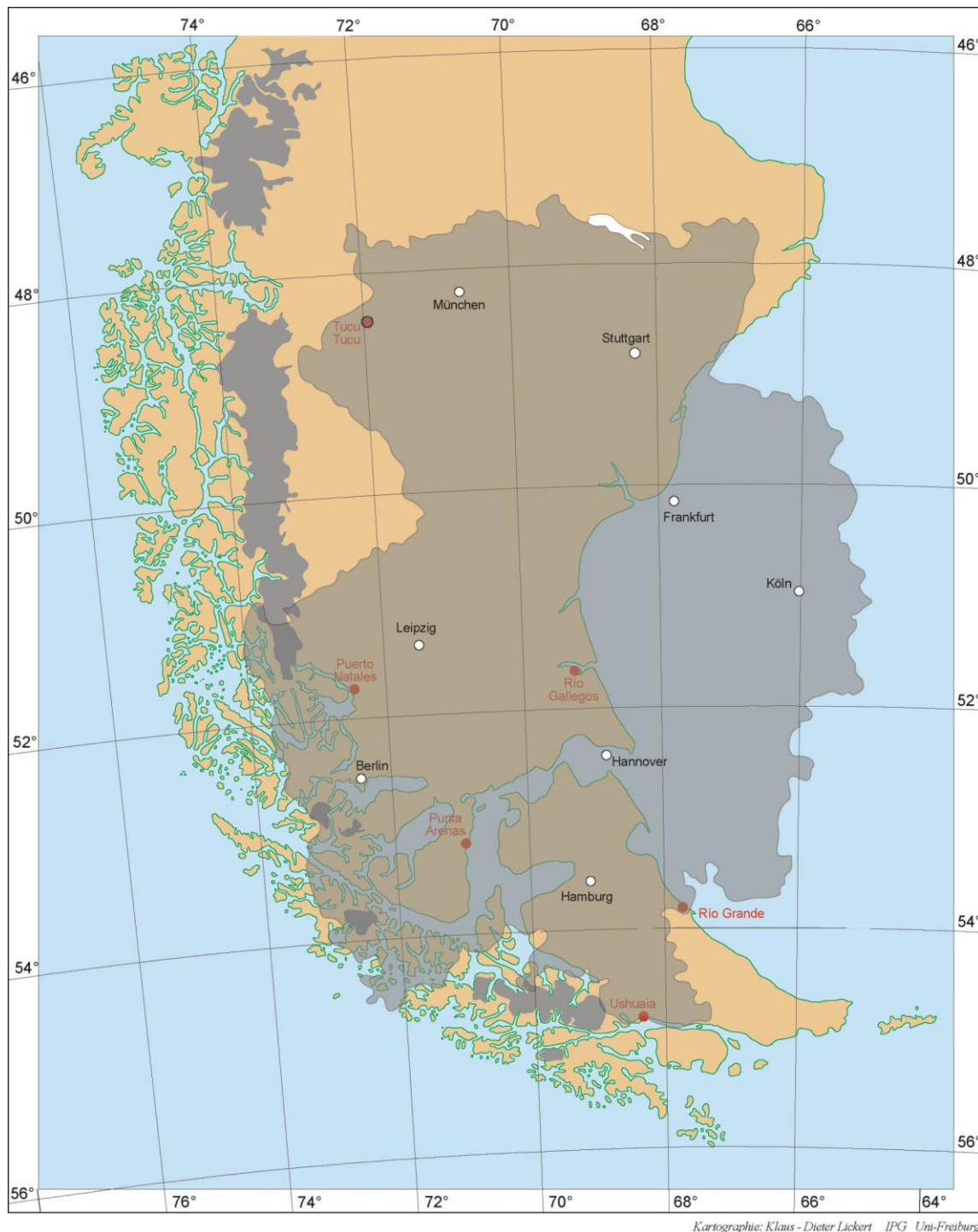


Abb. 2.1 Lage Südpatagoniens und Deutschlands auf ihrer jeweiligen Halbkugel, die Meridiane stimmen nur für die Lage Patagoniens, nicht aber für die Lage Deutschlands auf der Nordhalbkugel (Kartographie: Dieter Lickert).

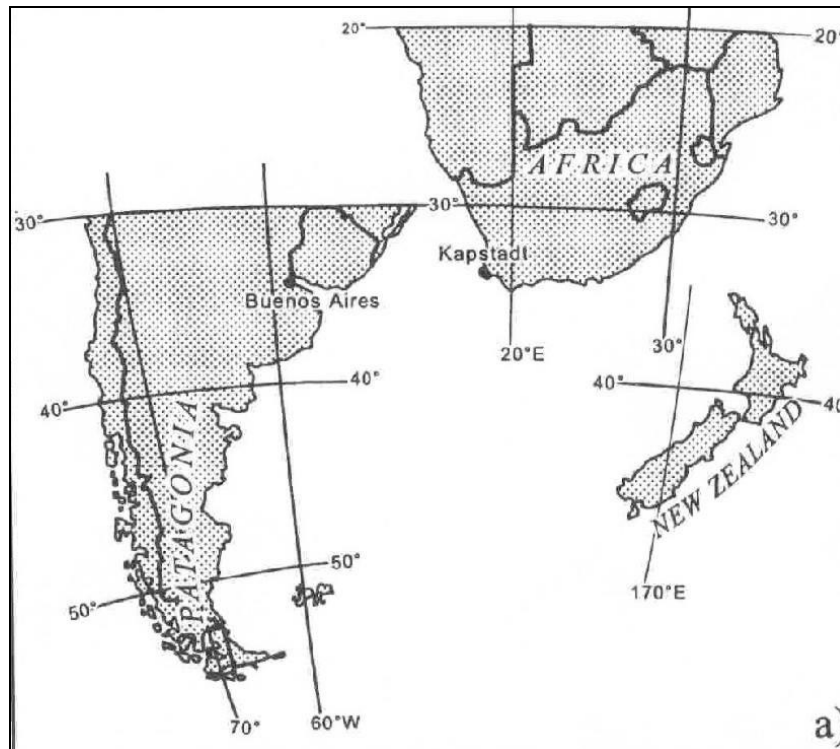


Abb. 2.2 Breitenkreislage Patagoniens im Vergleich zu Südafrika und Neuseeland (aus: Schellmann, 1998, S. 1)

Dabei liegt Patagonien gar nicht so sehr weit südlich. Der Vergleich mit der Lage Deutschlands auf der Nordhalbkugel offenbart, dass weite Teile Patagoniens in ähnlicher Breitenlage liegen wie beispielsweise der Raum zwischen München und Kiel (Abb. 2.1). Kein anderer Raum außerhalb der Antarktis reicht so weit nach Süden in die Zone permanenter Westwinde zwischen 40°S und 60°S (Abb. 2.2). Aus diesem Grunde birgt vor allem das südliche Patagonien eine weltweite Sonderstellung im Hinblick auf die Untersuchung von Klima und Klimawandel der Südhemisphäre. Neben den Besonderheiten der Südhemisphäre im Allgemeinen ist es auch die meridionale Anordnung der Anden, die die Physiogeographie Patagoniens bestimmt. Auf diese Besonderheit wird in Kap. 2.2ff im Einzelnen eingegangen, wobei der Schwerpunkt der Betrachtung auf Südwestpatagonien und auf Fragen der Klimageographie und der Glazialgeographie liegt.

Eine einheitliche räumliche Abgrenzung Patagoniens gibt es nicht. Im Süden trennt die Magellanstraße das Gebiet vom Feuerländischen Archipel (Tierra de Fuego). Im Norden reicht es auf der chilenischen Seite der Anden ungefähr bis 42°S und auf der argentinischen Seite bis 38°S. Es umfaßt eine Fläche von rund 1 Mio. km². Ungefähr drei Viertel der Fläche entfallen auf Argentinien. In Argentinien rechnet man die vier Provinzen Santa Cruz, Chubut, Rio Negro und Neuquén zu Patagonien, was in etwa mit der physisch-geographischen Abgrenzung durch den Rio Colorado übereinstimmt, wie sie von SCHELLMANN (1998) vertreten wird. Auf chilenischer Seite werden die XII. Region (Magallanes) und XI. Region (Aisén) sowie Teile der X. Region (De los Lagos) südlich von Puerto Montt zu Patagonien gezählt. Naturräumlich lässt sich das Gebiet in drei Teileinheiten gliedern:

1. Ganz im Westen findet sich die westliche Küstenzone mit ihren Inseln, Kanälen und Fjorden im Vorfeld der Anden, welche die südliche Fortsetzung der Küstenkordillere Mittelchiles darstellt.
2. Das eigentliche Andenorogen beinhaltet die beiden großen Inlandeiskfelder des Nördlichen (NPI) und des Südlichen (SPI) Patagonischen Inlandeises zwischen 40°S und 52°S. Südlich des Gran Campo Nevado bei 53°S löst sich dieser Teil wiederum in eine Vielzahl von Inseln auf.



Abb. 2.3 Übersichtskarte südliches Patagonien und Feuerland (Kartographie: Dieter Lickert)

3. Im Osten daran anschließend liegen zumeist auf argentinischem Staatsgebiet weite Tafelländer, die sich nach Osten hin zu einer flachen Küstenzone absenken und ein ausgesprochenes Trockengebiet mit teilweise wüstenhaftem Charakter darstellen.

Eine ausgezeichnete Darstellung der physischen Geographie Feuerlands enthält TUHKANEN ET AL. 1990. Da die Ausführungen und die thematischen Karten dort die Nordseite der Magellanstraße häufig mit berücksichtigen ist diese Darstellung auch für den Untersuchungsraum des südwestlichen Patagonien bedeutsam.

2.2 Klimageographie Patagoniens

2.2.1. Besonderheiten der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre

"Knowledge, understanding and explanations of the meteorology and climatology of the southern hemisphere were for a long time hampered by a relative lack of information, poor communications and an assumption that atmospheric processes and systems mirrored those in the northern hemisphere." (HOBBS et al 1998, S.1)

Zwischen Nord- und Südhemisphäre gibt es eine ganze Reihe wichtiger Unterschiede. Zunächst sind natürlich die Jahreszeiten gegenüber der Nordhalbkugel "vertauscht", d.h. die Zeit zwischen den Äquinoktien im März und September stellt auf der Südhalbkugel das Winterhalbjahr, die restliche Zeit das Sommerhalbjahr dar. Im 20. Jahrhundert wurden lange Zeit die auf der Nordhalbkugel herrschenden Verhältnisse recht undifferenziert auf die Südhalbkugel übertragen. Auch heute noch ist das Verständnis der Klimate der Nordhemisphäre durch eine Reihe geographischer, historischer und kultureller Faktoren weitaus besser als das der Südhemisphäre (HOBBS et al. 1998). Dabei drängt sich unter Betrachtung der *gegensätzlichen Land-Meer-Verteilung* der beiden Hemisphären die Möglichkeit deutlicher Unterschiede geradezu auf (WEISCHET 1996, HURRELL ET AL. 1998). Während auf der Nordhalbkugel gerade im Bereich zwischen 50°N und 60°N Landmassen dominieren, gibt es südlich 40°S außer dem schmalen Keil Patagoniens nördlich der Antarktis keine größeren Landmassen, und auch die weiter nördlich gelegenen Landmassen nehmen sich im Vergleich zu den sie umgebenden Ozeanen bescheiden aus. Es macht also Sinn, von der Südhalbkugel als der "Wasserhalbkugel" der Erde zu sprechen (WEISCHET 1995, 1996, vgl. Tab. 2.1).

Breite	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Landmasse in %, Nordhalbkugel	46	56	61	55	22	0
Landmasse in %, Südhalbkugel	4	2	0	71	100	100

Tab. 2.1 Landbedeckung der Mittelbreiten und Polargebiete im Vergleich (nach WEISCHET 1995).

Die gedrungene Form des südamerikanischen Kontinents hat zur Folge, dass sich zumindest im südlichen Teil des Kontinents wenig kontinentale Effekte ausprägen können und die Anordnung der Klimazonen mit der des Idealkontinents der genetischen Klimaklassifikation von FLOHN (1950a, b) übereinstimmt (CERVENY 1998). Als Konsequenz folgt die Anordnung der thermisch abgegrenzten Klimazonen ausgeprägt einem zonalen Muster, und der Ablauf der Witterung unterliegt einer hohen Vorhersagbarkeit (RUMNEY 1968).

Ein Vergleich wichtiger Vegetations- und Anbaugrenzen zwischen den beiden Halbkugeln zeigt erstaunliche Unterschiede:

- ❖ In Südamerika ist bei 42°S - einer Breitenlage, die in Südeuropa eindeutig den mediterranen Subtropen zuzuordnen ist (Rom) - schon kein Getreideanbau mehr möglich.
- ❖ Bei 46°S kalbt mit dem Glaciar San Rafael der weltweit äquaturnächste Gletscher ins Meer. Auf gleicher Breite liegt in Europa Lugano.
- ❖ Die polare Baumgrenze bewegt sich zwischen 56°S auf Feuerland und nur 38°S auf Inseln im indischen Ozean. Diese Breiten entsprechen auf der Nordhalbkugel der Lage von Kopenhagen bzw. Palermo.

Freilich muss bei einem Vergleich mit Europa die hier wirksame positive Wärmeanomalie durch den Golfstrom berücksichtigt werden, aber auch die Westküste Nordamerikas ist insgesamt milder, wie die folgende Gegenüberstellung zeigt. In Patagonien erreicht bereits bei 46,6°S der vom nördlichen Patagonischen Inlandeis herabströmende Gletscher San Rafael Meeresniveau (LLIBOUTRY, 1956). Selbst in Alaska ist dieses Phänomen etwa um 10 Breitengrade polwärts verschoben (WEISCHET, 1970). WEISCHET (1996, S. 270) kommt zu dem Schluss, dass "beim Vergleich der geographischen Breite ... die beleuchtungs-klimatischen Bedingungen das einzige [sind], was vergleichbar ist." Die den Lebensraum prägenden Klimabedingungen müssen daher von denen, mit welchen man normalerweise in Klimaklassifikationen die "gemäßigten" Klimate definiert, auf der Südhalbkugel deutlich verschieden sein.

Als problematisch erweist sich, dass nur rund 20% der südhemispherischen Landmassen durch Messstationen repräsentativ abgedeckt sind (HOBBS et al. 1998).

2.2.2 Stellung innerhalb der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre

Die das Wettergeschehen in Patagonien bestimmenden Druckgebilde sind der Subtropisch-randtropische Hochdruckgürtel (SRH) mit dem südostpazifischen und dem südwestatlantischen Hochdruckgebiet einerseits sowie die subpolare Tiefdruckrinne (SPT) andererseits (LEIGHTON 1994). Ihre Luftmassen haben alle maritimen Charakter (PROHASKA 1976, HOFFMANN 1992).

Zwischen Antarktis und Tropen besteht ein großer Temperatur- und Druckgradient, der einen Ausgleich erzwingt. Das in der hohen Troposphäre bestehende, vom Äquator polwärts gerichtete Druckgefälle resultiert in einer meridionalen Ausgleichsströmung. Dieser barometrische Wind wird jedoch der von der Erddrehung hervorgerufenen Corioliskraft unterworfen und zu einem zonal, also isobarenparallel verlaufenden, geostrophischen Westwind abgewandelt. Der Einflussbereich, der aus diesem Prozess resultierenden Westwindzone, reicht in Südamerika im Winter bis maximal 27°S (Copiapó), im Sommer bis ca. 38°S (Los Angeles, WEISCHET 1996). Dies sind auch die Grenzen des subtropischen Winterregengebietes. Allgemein wird die Breite von 45°S als strahlungsklimatische Grenze

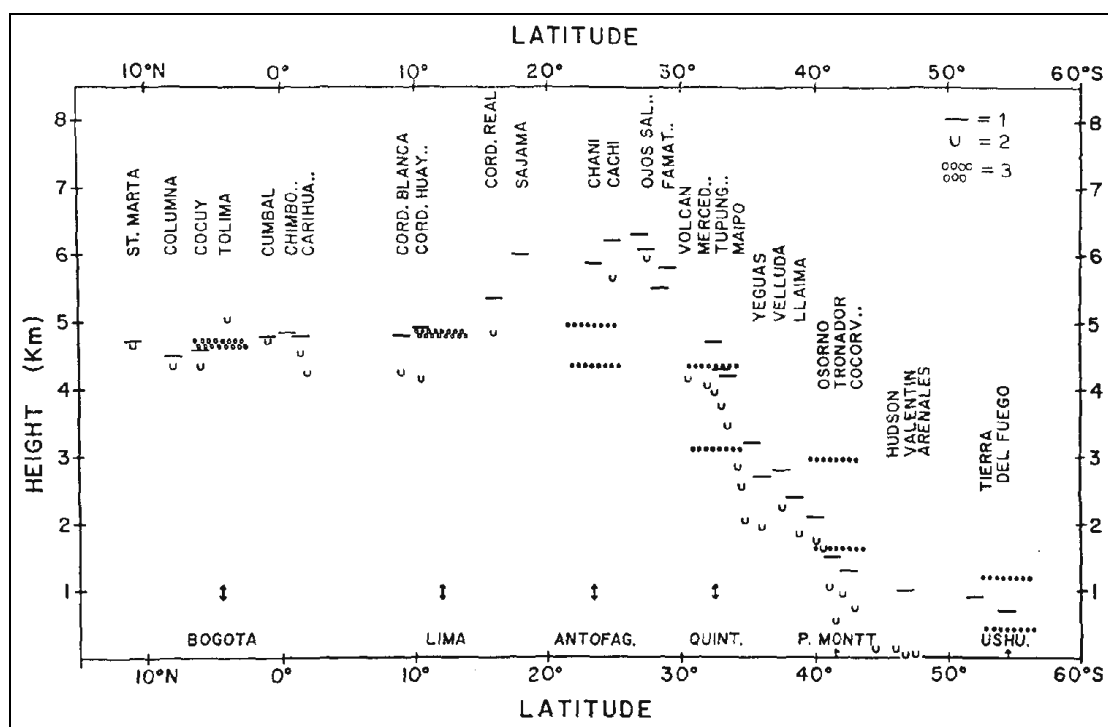


Abb. 2.4 Verlauf der Schneegrenze (1), niedrigste Meereshöhe der Gletscherfronten (2) und 0°C-Isotherme (Sommer und Winter, 3) in den Anden (aus: SCHWERDTFEGER 1976, S.8).

der Subtropen angesetzt, jedoch hat das Klima südlich 38°S in Chile ganz eindeutig gemäßigte Züge, mit ganzjährig auftretenden Niederschlägen und dem Fehlen einer ausgeprägten sommerlichen Trockenperiode. Eine sommerliche Trockenperiode kann sich nördlich von 38°S ausbilden, weil der meridionale Luftdruckgegensatz im Sommerhalbjahr dort weitgehend durch einen zonalen ersetzt wird, der sich zwischen dem südostpazifischen Hoch westlich und dem sommerlichen kontinentalen Hitzetief über dem Gran Chaco östlich der Anden ausbildet (WEISCHET 1970). Demnach gibt es hier einen großen Unterschied zwischen der strahlungsklimatischen Definition der Subtropen und den tatsächlichen Klimabedingungen südlich von 38°S.

WEISCHET (1996) hat als Grenze der Subtropen in Südamerika 43°S angegeben, weil südlich dieser Breitenlage winterliches Strahlungswetter negative Strahlungsbilanzen zur Folge hat. Hier wäre auch eine strahlungsklimatische Nordgrenze des ansonsten unklar definierten Gebietes von "Patagonien" anzusetzen. Allerdings ist in Chile für die Gebiete nördlich von Puerto Montt (46°S) diese Bezeichnung nicht üblich.

Das Absinken der klimatischen Schneegrenze um 3.500 m innerhalb von nur 10 Breitengraden dokumentiert in diesem Bereich eindrucksvoll den raschen Übergang von den Subtropen zur gemäßigten Zone (Abb. 2.4). Südlich von 42°S (Mittelchiloë) dominiert die Westwinddrift auch im Sommer durchgehend das Witterungsgeschehen. Die Niederschläge sind auf der pazifischen Seite Patagoniens in allen Monaten sehr hoch, wobei im nördlichen Bereich ein deutliches Maximum der Niederschläge im Winter zu verzeichnen ist. Südlich von 46°S hingegen findet sich eine gleichmäßige Verteilung der Niederschläge über das Jahr (ENDLICHER 1991b).

Charakteristisch für das südliche Südamerika ist die hohe Persistenz der Druckgebilde und damit auch der Zirkulationsmuster. So liegt die subpolare Tiefdruckrinne ganzjährig ungefähr über dem Polarkreis; nur das Subtropenhoch ist gewissen Veränderungen unterworfen (SATYAMURTY ET AL. 1998).

Smagorinsky (1963, nach WEISCHET 1968) zufolge ist die Breitenlage der Achse des subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtels eine Funktion der mittleren meridionalen Temperatur- und Druckgradienten. Danach ist die Achse der SRH um so weiter in Richtung Äquator verschoben, je höher die Gradienten sind. Aufgrund der ganzjährig großen Kälte der

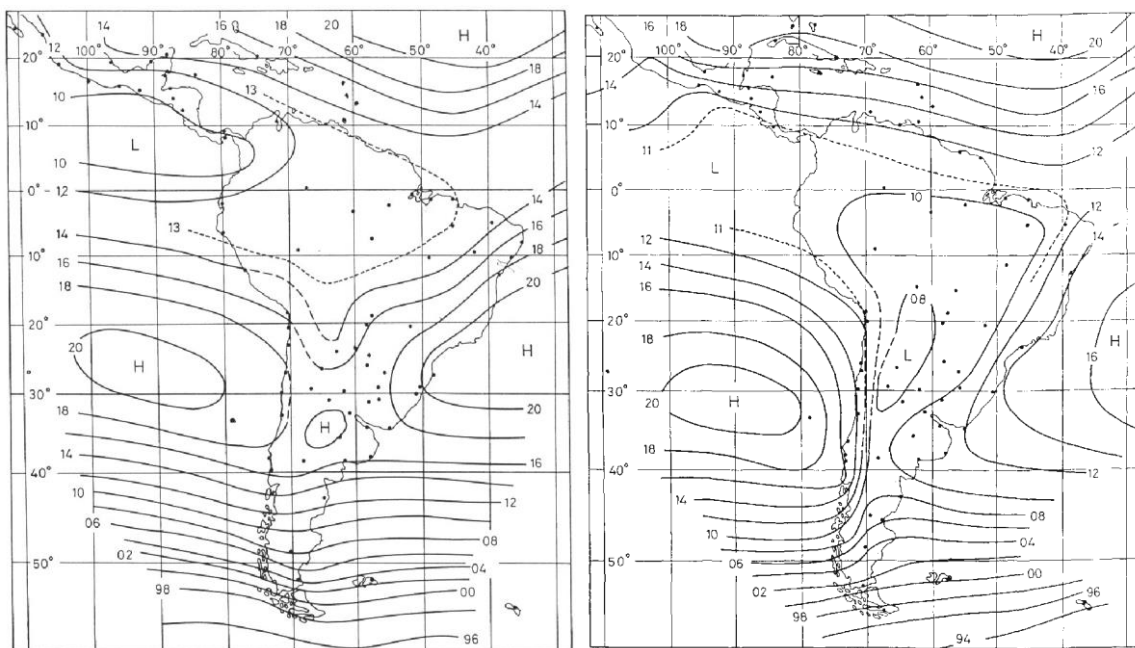


Abb. 2.5 / 2.6 Mittlere Luftdruckverteilung in Meereshöhe über Südamerika im Juli (Abb. 2.5, links) und im Januar (Abb. 2.6, rechts). Die schwarzen Punkte bezeichnen die Lage von Wetterstationen. 00 = 1000 hPa (aus: SCHWERDTFEGGER 1976, S. 2,3).

Antarktis sind die Gradienten deutlich höher als auf der Nordhalbkugel. Der SRH der Südhalbkugel in Form der südpazifischen und der südatlantischen Hochdruckzelle liegt daher mit einem Zentrum von 29°S im Sommer deutlich näher am Äquator als sein Gegenstück auf der Nordhemisphäre (44°N). Im Winter sind die Unterschiede mit 25°S gegenüber 31°N nicht ganz so groß (Zahlen nach VOHWINKEL 1953 und FLOHN 1950a). Die jahreszeitliche Verlagerung der SRH um wenige Breitengrade sowie die Ausbildung des besagten sommerlichen Hitzetiefs sind allein für jahreszeitliche Unterschiede in Nordpatagonien verantwortlich. Der Süden ist von ihnen überhaupt nicht betroffen (Abb. 2.5, 2.6).

Ein deutliches Merkmal Patagoniens ist das Fehlen kontinentaler Einflüsse. Die hohe Persistenz der Westwinde läßt die Entstehung autochthoner Witterungsbedingungen gar nicht erst zu, und so verwundert es nicht, dass Anzeichen konvektiven Wettergeschehens, wie Gewitter, Hagel oder hochreichende Konvektionsbewölkung, vor allem im Süden und Westen Patagoniens praktisch unbekannt sind. Auch sind schwächere Zirkulationsmuster wie Land-See- oder Berg-Talwind-Systeme aufgrund der vorherrschenden übergeordneten Strömung statistisch nicht nachweisbar. Selbst die kalten Meeresströmungen vor den Küsten - Humboldtstrom im Westen und Falklandstrom im Osten - haben praktisch keinen Einfluss auf das Klima Patagoniens. Der Humboldtstrom tritt erst nördlich von etwa 40°S an der Oberfläche auf und wäre bei den herrschenden Windgeschwindigkeiten auch zu schmal, um nennenswerten Einfluss auf über ihn hinweggeführte Luftmassen zu haben (WEISCHET 1968).

Patagonien kann als weltweit bestes Beispiel für *orographische Effekte* gelten, denn hier trifft die starke und persistente Westwindströmung auf eine schmale, durchgehende und genau senkrecht zur Hauptwindrichtung verlaufende Gebirgskette.

"The zone would undoubtedly make an excellent "laboratory" for the verification of theoretical models of air flow over mountains and resulting precipitation and cloudiness patterns" (MILLER 1976, 128).

Ähnliches ließe sich höchstens über die Neuseeländischen Südalpen sagen, die ja in derselben Klimazone liegen wie Nordwestpatagonien. Welche Wirkung hat nun die Gebirgsbarriere auf die über sie hinweggeführten Luftmassen? Die Luft muss an den Anden rasch aufsteigen, es kommt zu starken Steigungsregen. Gleichzeitig wird die Strömung vor dem Gebirge meist leicht nach Süden abgelenkt. Dieser Vorgang bedeutet meridionale

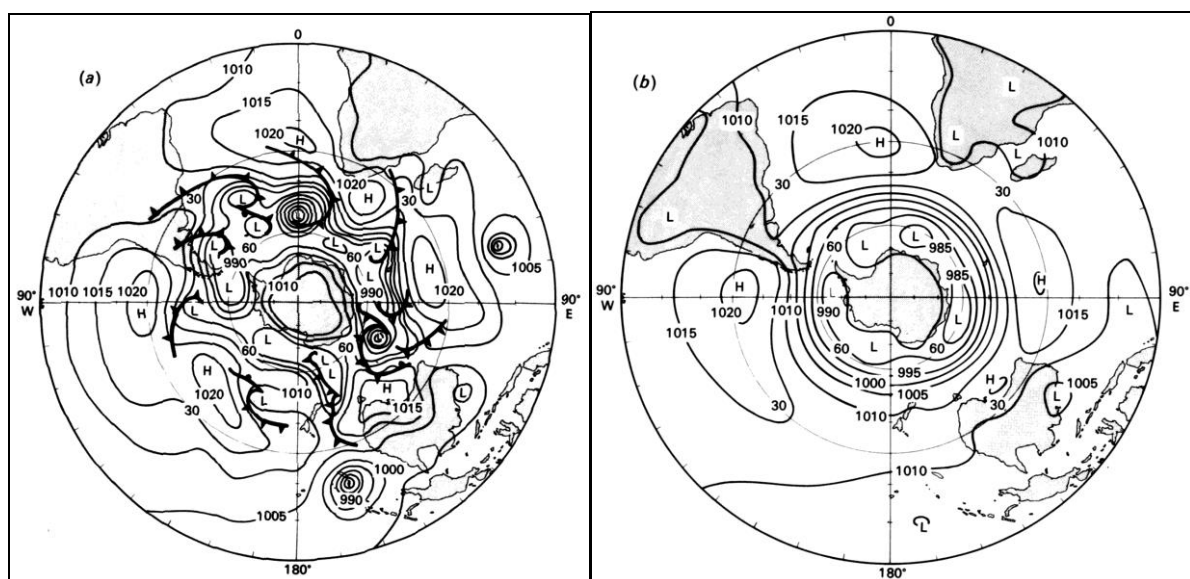


Abb. 2.7 a) Bodenluftdruck und Fronten einzelner Zyklonen am 16.01.1976 und b) langjähriges Mittel des Bodenluftdrucks im Januar der hohen Breiten der Südhemisphäre (aus: PITTOCK ET AL. 1978, S. 19).

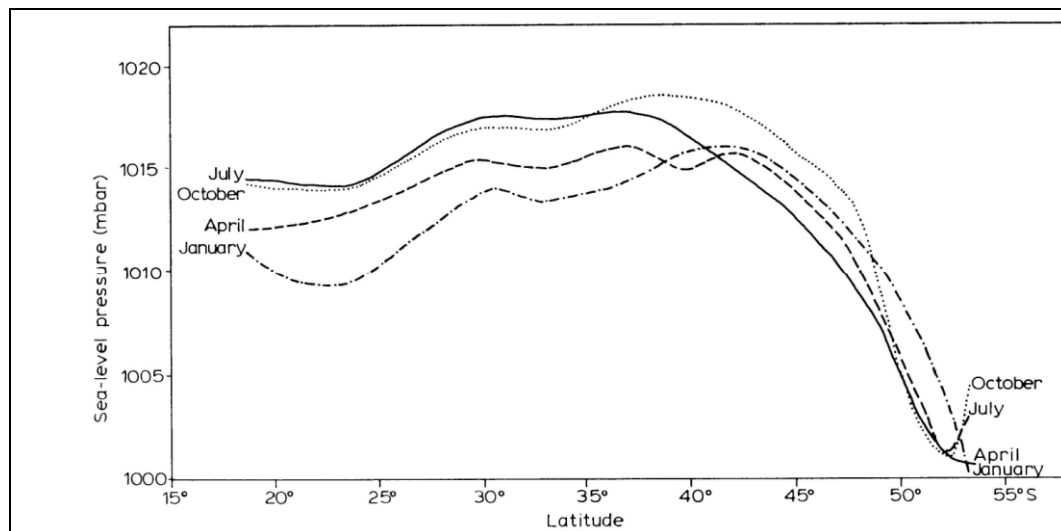


Abb. 2.8 Mittlerer Luftdruck auf Meereshöhe als Funktion der geographischen Breite entlang der chilenischen Küste. Im Sommer verschiebt sich das Maximum des Druckgradienten (bzw. das Minimum des Luftdrucks) nach Süden (aus: MILLER 1976, S. 114).

Flächenkonvergenz, da die Bewegung in Richtung Pol erfolgt, was wiederum mit noch mehr Hebung bzw. Verstärkung der Niederschläge einhergeht (MILLER 1976). Auf der Ostseite des Gebirgskörpers weht der Wind am Boden zwar fast immer aus westlichen Richtungen, jedoch hat die Windrichtung in der Höhe, wo der Einfluss der Reibung fehlt, eine südliche Komponente. Die Strömung ist im Lee der Anden also antizyklonal gekrümmt, es entsteht ein schwach ausgeprägter Höhenrücken. Die äquatorwärtige Bewegung auf der Ostseite führt zu einer Flächendivergenz, die Luft steigt ab und kann sich, zusätzlich zum Föhneffekt am Gebirgsrand, weiter erwärmen. Durch diesen Vorgang werden Konvektion und Kondensation unterbunden. Der kalte Falklandstrom an der Atlantikküste wirkt auf diese Luftmassen zusätzlich stabilisierend. Dem Hochdruckrücken muss, ähnlich wie in Nordamerika im Lee der Rocky Mountains, ein Tiefdrucktrog folgen, in dessen Bereich die Strömung wieder zyklonal gekrümmt ist und in der die über Ostpatagonien wenig wetterwirksamen pazifischen Zyklonen wieder an Dynamik gewinnen (TREWARTHA 1981). Im Unterschied zu Nordamerika ist die Landmasse Patagoniens jedoch so schmal, dass diese Zone weitab der Küste östlich des Kontinents liegt. Einzig der Nordosten Patagoniens ragt in den Einflussbereich dieser Zone hinein, so dass dort die Niederschläge nach Osten hin wieder zunehmen (CERVENY 1998). In Südostpatagonien sind stärkere Niederschläge einzig bei Ostwind zu erwarten. Diese Situation tritt aber nur selten ein und kommt im Sommer fast gar nicht vor.

VOHWINCKEL (1953) hat über einen Zeitraum von zwei Jahren Zyklonenbahnen und zyklonenetische Gebiete auf der Südhalbkugel untersucht. Dabei zeigt sich, dass Gebiete häufiger Zyklonenentstehung sich stets im Lee von Landmassen, auch kleinerer, wie der von Neuseeland, finden. Allgemein führt die Reibungsarmut der "Wasserhalbkugel" zu einem sehr zonalen Verlauf der Westwinddrift mit geringeren Amplituden der Rossby-Wellen. Erst durch eine Erhöhung der Reibung ergeben sich Bedingungen, die für die Entstehung dynamischer Tiefs in der Art der Leezyklonogenese günstig sind. Das Gebiet häufigster Zyklonenneubildung der Südhalbkugel befindet sich dementsprechend über dem Atlantik östlich von Patagonien. Es handelt sich hierbei genau um die Zone des zuvor schon erwähnten orographisch induzierten Troges. Gleichzeitig ist der Südostpazifik vor der Westküste Patagoniens, mit rund 12.000 km offener Wasserfläche nach Westen, das Gebiet minimaler Zyklonogenese (KAROLY ET AL. 1998), wozu auch die Permanenz des südostpazifischen Hochs beiträgt, während das südostatlantische Hoch im Südsommer stark abgeschwächt und nach Nordosten verlagert ist (Abb. 2.6 und Abb. 2.7).

Die *Polarfront* liegt ganzjährig weit äquatorwärts - im Winter bei ca. 40°S und im Sommer bei ca. 50°S (WEISCHET 1995). Der Temperaturgegensatz in ihrem Bereich ist im Sommer größer als im Winter. Entsprechendes gilt auch für den Luftdruckgegensatz zwischen dem

Südostpazifikhoch und der subpolaren Tiefdruckrinne, was in Abb. 2.8 nicht erkennbar ist, da die Januarlinie nicht weit genug nach Süden fortgesetzt ist. Der Luftdruckgegensatz ist im Winter dreieinhalbmal, im Sommer sogar fünfmal größer als der entsprechende Wert für die Nordhalbkugel (WEISCHET 1968). Hier liegt ein weiterer wichtiger Unterschied zur Nordhemisphäre: es findet im Sommer kein Nachlassen der Westwinddrift statt, sondern je nach Lage sogar eine Verstärkung des Westwindes.

"Der entscheidende, für die klimatischen Verhältnisse der außertropischen Westwindzone Südamerikas wie der ganzen Südhemisphäre ausschlaggebende Tatbestand ist also, dass im Sommer im Mittel kein nennenswertes Nachlassen der Westwinddrift, keine Beruhigung des zyklonalen Westwetters stattfindet, und dass die Sommerwerte des Zonalindex sogar noch etwas höher liegen als die Winterwerte der Nordhalbkugel" (WEISCHET 1968, S. 177).

Die Begründung dieser südhemisphärischen Besonderheit liegt am Einfluss des antarktischen Eiskontinentes auf das Klima der gemäßigten Breiten der Südhemisphäre. Die Antarktis wirkt ganzjährig als extremes Kaltluftentstehungsgebiet, weil auch bei ganztägiger Einstrahlung im Sommer wegen der hohen Albedo die Strahlungsbilanz großräumig negativ bleibt. Der Effekt wird durch die große durchschnittliche Geländehöhe der Antarktis noch verstärkt. Die Sommertemperaturen liegen über der nur dünnen Meereisdecke der Arktis in Gefrierpunktnähe, in der zentralen Antarktis dagegen bei rund -35°C (WEISCHET 1995), und auch die Wintertemperaturen der Arktis liegen mit ca. -35°C deutlich höher als in der Antarktis mit -70°C (HOBBS et al. 1998).

Die Folge ist ein um 4 K bis 5 K höherer Temperatur- und ein 15 hPa bis 25 hPa höherer Druckgegensatz in den südhemisphärischen hohen Mittelbreiten (FLOHN 1950a und WEISCHET 1995) gegenüber der Nordhemisphäre. Ausdruck dieser erhöhten Gradienten ist wiederum eine besonders starke Ausprägung der Polarfront und des ostwärts gerichteten Jetstreams. MILLER (1976) gibt anhand des mittleren jährlichen Druckgradienten von 8,5 hPa zwischen San Pedro ($47^{\circ}43'\text{S}$) und Islotes Evangelistas ($52^{\circ}24'\text{S}$) für den geostrophischen Wind eine mittlere Geschwindigkeit der Westkomponente von 15 m/s an. Kennzeichnend für diese „frontal zone of conflict“ (RUMNEY 1968), in der polare Kaltluft und subtropische Warmluft aufeinander treffen, sind:

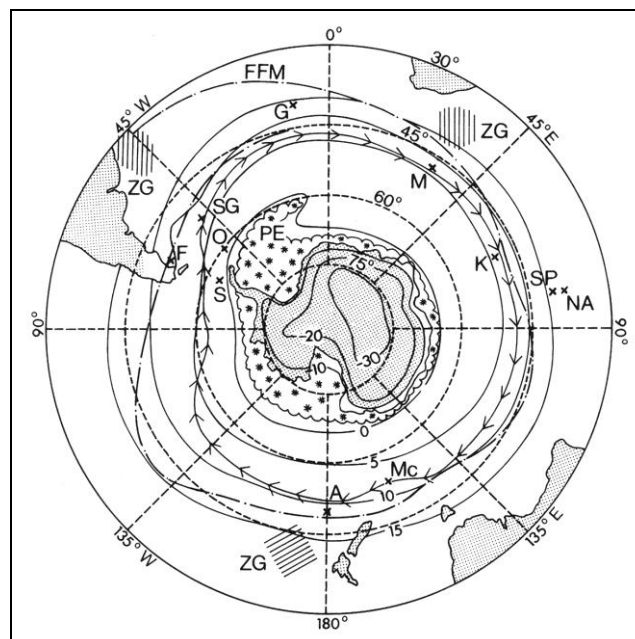


Abb. 2.9 Zirkumpolare Strukturen um die Antarktis: Angeben sind die mittlere Hochsommertemperatur (Januar, Isolinien), die antarktische Konvergenz (Linie mit Pfeilen), die Ausdehnung des Packeises (PE), die wichtigsten Gebiete der Zyklogense (ZG) und die mittlere Lage der Polarfront (FFM) in den Sommermonaten November bis März (aus: WEISCHET 1996).

- hohe zonale Windgeschwindigkeiten
- eine intensive Zyklogenese
- eine rasche Zyklonenabfolge
- ein relativ zonaler Verlauf des Jetstreams mit schwacher Amplitude der Rossby-Wellen aufgrund der Reibungsarmut der Wasserhalbkugel.

Im Sommer verstärkt sich der mittlere meridionale Temperaturgradient nochmals, wenn der Kältepol über der Antarktis bestehen bleibt, während sich die ITC und die subtropisch/ randtropischen Hochdruckzellen nach Süden verlagern. Dadurch kommt es zu dem nur auf der Südhalbkugel auftretenden Phänomen, dass zwischen 40°S und 60°S im Sommer höhere mittlere Windgeschwindigkeiten erreicht werden als im Winter, mit einem Maximum bei 50°S (SCHWERTFEGER, 1976; *Van Loon et. al.*, 1971, zit. in WEISCHET 1996). Verglichen mit der Nordhalbkugel ist die sommerliche Westwindzirkulation der Südhalbkugel sogar doppelt so stark (WEISCHET 1970). Die höchsten Windgeschwindigkeiten im 500 hPa-Niveau treten im Sommer bei ca. 45°S und im Winter bei ca. 36°S auf (TRENBERTH 1981).

Eine wichtige Rolle kommt hierbei der antarktischen Konvergenz zu. Bis weit nach Norden wird das Wasser des zirkumantarktischen Wassergürtels durch das Abschmelzen von Eismassen auf rund 2,5°C bis 4°C gekühlt. Innerhalb einer mit nur rund 2 Breitengraden sehr schmalen Zone tauchen diese Wassermassen dann nach unten ab, und die Oberflächentemperatur steigt sprunghaft auf rund 11°C an. Diese klimatisch wichtige ozeanische Diskontinuität verlagert sich jahreszeitlich nur wenig. Im allgemeinen liegt sie bei rund 50°S. Sie erreicht in der Drakestraße südlich von Feuerland bei rund 60°S ihren polnächsten Punkt. Trotzdem verbleibt bis zum südamerikanischen Festland nur eine Distanz von ungefähr 500 km mit wärmeren Wassermassen. Folglich können sich die von der Antarktis nach Norden abströmenden Luftmassen auch nur wenig erwärmen. Die vom Pazifik kommenden Zyklonen mit ihren integrierten antarktischen Luftmassen haben in der Regel einen weiten Weg über den Ozean hinter sich, dessen Wasser allerdings - aufgrund der weit nach Norden vorgeschobenen Lage der antarktischen Konvergenz - entsprechend kühl ist. WEISCHET (1996) geht davon aus, dass, als Folge der Fernwirkung der Antarktis, "das thermische Niveau der ganzen Troposphäre in den südhemisphärischen Außertropen um ungefähr 5 K niedriger liegt als in den entsprechenden Breiten der Nordhalbkugel".

Im Sommer sind die Unterschiede am größten, da in den Mittelbreiten der Südhemisphäre keine Landmassen zur Verfügung stehen, die sich aufheizen können. Als breitenkreis-bezogene Temperaturdifferenz zur Nordhalbkugel gibt WEISCHET (1968) an: 8 K bei 40°, 10 K bei 50° und 12 K bei 60°. Diese Unterschiede gelten für alle Schichten der Troposphäre. Im Winter sind die Unterschiede dagegen geringer, da sich die Luft über den Wassermassen weniger stark abkühlt als über den Kontinenten der Nordhemisphäre. Insgesamt sind die Temperatur- und Druckgradienten sowie die Windgeschwindigkeiten der Südhalbkugel also deutlich größer als auf der Nordhalbkugel. Letzteres wird zusätzlich durch die Reibungsarmut der "Wasserhalbkugel" begünstigt.

Ein weiterer wichtiger Unterschied zu den Mittelbreiten der Nordhalbkugel liegt schließlich im Fehlen langanhaltender blockierender Luftdruckmuster in der Westwinddrift der Südhemisphäre. Auf der Nordhemisphäre erfolgt der Ausgleich der Luftmassen in Form gelegentlicher, örtlich begrenzter heftiger Kaltluftausbrüche, die dann eine Umstellung auf meridionale Zirkulation begünstigen. Bedingt durch diese Form von Kaltluftausbrüchen sowie der allgemein höheren Reibung, hat die Westwinddrift der Nordhalbkugel einen stärker wellenförmigen Verlauf. Es können ausgeprägte Tiefdrucktröge und Hochdruckrücken entstehen, die schließlich die Westwinddrift als abgeschnürte Warmluftinseln (Hochs) bzw. Kaltlufttropfen (Tiefs) bis in die obere Troposphäre unterbrechen. Eine ausgeprägte Meridionalzirkulation ("Low-Index-Zirkulation") bewirkt auf der Südhalbkugel lediglich eine Abschwächung, aber selten eine wirkliche Blockierung der Westwinddrift. Vom SRH ausgehende Hochdruckrücken reichen kaum über 45°S hinaus, so dass die Westwinddrift südlich 60°S selten unterbrochen wird. Die Verteilung der ohnehin seltenen Hochdruckrücken folgt statistischen Häufungsgebieten um Neuseeland, südöstlich von Südamerika und

im Südindik (TRENBERTH UND MO 1985). Südwestlich von Patagonien treten sie noch seltener auf. Besonders stark ausgeprägte (Druckunterschied > 20 hPa) und stark blockierende Hochdruckzellen (Verdriftung der Lage $< 20^\circ$ Länge), haben aber - im Gegensatz zur Statistik über alle Hochdruckzellen - ein eindeutiges südhemisphärisches Maximum mit ca. einmaligem Auftreten pro Jahr vor allem im Winterhalbjahr südwestlich von Patagonien (SINCLAIR 1996). Eine andere Möglichkeit zur Unterbrechung der Westwinddrift ist durch die Entstehung thermischer (Ferrelscher) Druckgebilde über den Kontinenten gegeben. Diese beruht auf den unterschiedlichen thermischen Eigenschaften von Ozeanen und Kontinenten. Solche Kältehochs und Hitzetiefs sind zwar meist relativ flach, führen jedoch am Boden zu autochthoner Witterungsgestaltung. Voraussetzung zu ihrer Entstehung ist jedoch die Lage großer Landmassen im Bereich der strahlungsklimatisch durch große jahreszeitliche Schwankungen charakterisierten Breitenlage zwischen 40° und 50° . Da dies auf der Südhalbkugel nicht gegeben ist (Tab. 2.1), entfällt damit ein weiteres wesentliches Charakteristikum der Mittelbreiten der Nordhemisphäre.

Die aus den beschriebenen Verhältnissen resultierende Persistenz der Westwinde bedingt die hohe Anzahl kräftiger und schnell durchziehender Zyklonen und mit ihnen über das ganze Jahr eine große Wetterhaftigkeit (CAPEL 1983). Im Süden Patagoniens ist dies im Sommer sogar noch verstärkt, denn dann liegen die Isobaren hier - bedingt durch die Südwärtsverlagerung des Pazifikhochs bei quasi stationärem Subpolartief - noch dichter, so dass der Druckgradient nochmals erhöht wird. Im Winter treten durchziehende Antizyklonen statistisch mehr als doppelt so häufig auf wie im Sommer (JONES UND SIMMONDS 1994). RUMNEY (1968, S. 279) hat die Verhältnisse in Südpatagonien als *"one of the most monotonously unpleasant climates of the world"* zusammengefasst.

Zusammenfassend lassen sich nach WEISCHET (1968) folgende zirkulationsdynamische Gründe für die Ausprägung des Klimas der südlichen Mittelbreiten Südamerikas anführen:

1. die geringe Landmasse der Südhalbkugel (ozeanischer Akzent),
2. die thermische Fernwirkung der Antarktis (antarktischer Akzent),
3. die Persistenz der kräftigen zyklonalen Westwindzirkulation auch im Sommer sowie das Fehlen kontinentaler Einflüsse.

Als vierter Punkt zur Charakterisierung des Klimas von Patagonien müssen schließlich die extremen orographischen Effekte der Anden aufgeführt werden.

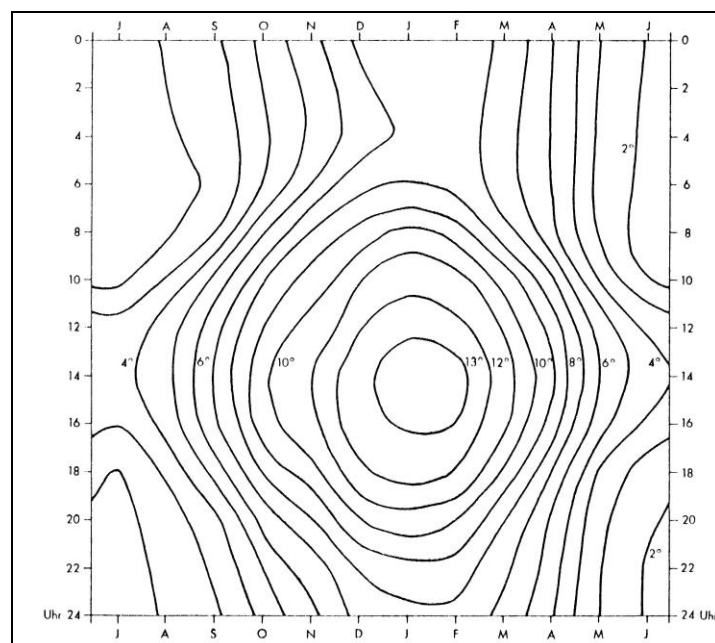


Abb. 2.10 Thermoisoplethendiagramm von Punta Arenas (aus: ENDLICHER 1991b, S. 198).

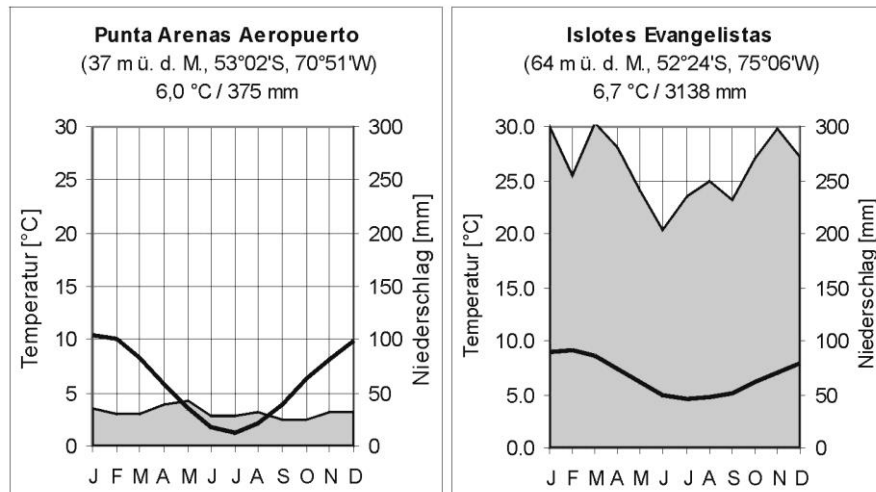


Abb. 2.11/2.12 Klimadiagramme vom Flughafen Punta Arenas und von Islotes Evangelistas (erstellt nach Daten der Station Islotes Evangelistas (1960 bis 2002) und nach MÜHR (2003) für Punta Arenas).

Die besondere Stellung des südlichen Patagonien in der Allgemeinen Zirkulation der Erde kann mit vier Kernaussagen charakterisiert werden:

- Der eisbedeckte Kontinent Antarktis in Polargebiet stellt ganzjährig einen extremen Kältepol dar, wodurch vor allem im Sommer ein starkes Temperaturgefälle zwischen Polargebiet und Tropen entsteht. Dies drückt sich in einem hohen Druckgradienten aus, mit einer Drängung der Isobaren zwischen 40° und 60°S.
- Die zirkumpolare Westwinddrift ist deutlich stärker als auf der Nordhalbkugel ausgebildet. Hier kommt verstärkend das Fehlen großer Landflächen in den Hohen Mittelbreiten der Südhalbkugel hinzu, was geringere Reibungswiderstände und einen zonaleren Verlauf des Jetstreams bedeutet.
- Einzig die Südspitze Südamerikas und der äußerste Süden Neuseelands reichen so weit von Norden in diese ganzjährige Westwinddrift hinein und sind einer beständigen Abfolge von Zyklonen mit den dazugehörigen Kaltfronten ausgesetzt.
- Jahreszeitliche Änderungen im Wettergeschehen werden in erster Linie durch die meridionale Verlagerung des Subtropenhochs über dem Ostpazifik, sowie durch das sommerliche Hitzetief über Nordargentinien gesteuert. Der äußerste Süden bleibt davon aber weitestgehend unbeeinflusst und zeichnet sich durch ganzjährig relativ gleichbleibendes Klima unter permanentem Westwindregime aus.

2.2.3 Thermische Bedingungen und solares Strahlungsklima

Aufgrund seiner äquatorfernen Lage unterliegt das solare Strahlungsklima in Patagonien einem ausgeprägten Jahresgang. Auf 50° S beträgt die Tageslängenschwankung zwischen den Solstitien mehr als 8 Stunden (PROHASKA 1976), und die Tagessummen der Globalstrahlung schwanken im wolkenarmen Lee östlich der Anden bei 50°S zwischen 530 W/m² am 22. Dezember und 83 W/m² am 21. Juni (WEISCHET 1968). Trotz dieser beträchtlichen Schwankungen weist der Jahresgang der Temperatur einen äußerst ausgeglichenen Verlauf auf. Dies gilt sowohl für die Durchschnitts- als auch für die Maximalwerte. In Punta Arenas liegen die mittleren Sommermaxima bei +13°C, die Winterminima bei +2°C (vgl. Abb. 2.10). Strenge Fröste treten praktisch nie auf (absolutes Minimum 1888-2002: -16,4°C), dafür sind leichte Fröste aber ganzjährig möglich, was für die Landwirtschaft mit entsprechenden Folgen verbunden ist (WEISCHET 1996, ENDLICHER 1991a, b). Gleichzeitig übersteigen die absoluten Maxima im Sommer kaum +20°C, ein Hitzetag wurde seit Beginn der Messungen nie registriert. Die mittlere Tagesschwankung der Temperatur ist mit 6 K im Sommer und weniger als 3 K im Winter sehr gering. Was die

thermischen Verhältnisse betrifft, so können die Werte von Punta Arenas ($53^{\circ}00'S / 70^{\circ}51'W$) für den Süden Patagoniens als repräsentativ betrachtet werden (Abb. 2.11). Tendenziell ist das Klima nach Westen hin noch ozeanischer, nach Osten hin dagegen etwas "kontinentaler". So liegen an der Station Faro Evangelistas ($52^{\circ}24'S / 75^{\circ}05'W$), auf einer der äußersten Inseln an der Pazifikküste gelegen, die Temperaturen der kältesten Monate mit Werten zwischen $+4^{\circ}C$ und $+5^{\circ}C$ höher als in Punta Arenas, die Tagesschwankungen sind extrem gering und die höchste während 40 Jahren gemessene Temperatur betrug nur $16,6^{\circ}C$ (Abb. 2.12) (MILLER 1976).

Weiter im Norden erreichen die am Fuß der Inlandeisfelder gelegenen Stationen Wintertemperaturen von $+5^{\circ}C$ bis $+7^{\circ}C$, was den höchsten winterlichen Werten im Südwesten Englands entspricht. Frost ist hier eine äußerst seltene Erscheinung. Überhaupt weist Westpatagonien das wohl ozeanischste Klima auf (LAUER UND RAFIQPOOR 2002). Dazu tragen nicht nur der Westwind bei, sondern auch die Anden, die jeden Einfluss kontinentaler Luftmassen aus Osten unterbinden. Obwohl im "kontinentaleren" Osten winterliche Fröste etwas häufiger auftreten kommt es fast nie zu längeren Kälteperioden und in Punta Arenas sind Eistage ein seltenes Phänomen.

Insgesamt ist die atlantische Ostseite wärmer als der pazifische Westen. Dies gilt besonders für den Sommer: Auf der Höhe von Trelew ($43^{\circ}S$) liegen die Januarmittel rund 6 K höher als an der Westküste. Auf Höhe der Magellanstraße nehmen die Isothermen allerdings einen mehr zonalen Verlauf an (Abb. 2.13) und der Unterschied erreicht nur noch 2 K (PROHASKA 1976).

Die höheren Sommertemperaturen östlich der Anden sind vor allem auf den ständigen Föhneffekt und den geringeren Bedeckungsgrad zurückzuführen. Im Winter liegen die Temperaturen an der Ostküste dagegen unter denen der Westküste (Abb. 2.13). Dies liegt auch daran, dass Ostpatagonien eine bevorzugte Bahn seltener antarktischer Kaltluftausbrüche und häufigerer subpolarer Kaltluftvorstöße ist. Der kontinentale Kältepol Südamerikas liegt nicht etwa im äußersten Süden, sondern etwa zwischen $41^{\circ}S$ und $46^{\circ}S$ östlich der Anden. Die tiefste auf geringer Meereshöhe in Südamerika gemessene Temperatur liegt bei $-33^{\circ}C$ und wurde in Sarmiento ($45^{\circ}S / 266$ m über dem Meer) registriert, und selbst im Januar traten in diesem Bereich schon Fröste von unter $-5^{\circ}C$ auf (WEISCHET 1996). Die Schneegrenze schwankt im Jahresverlauf aufgrund der hohen Ozeanität nur wenig, wobei die Schwankungsbreite nach Osten hin zunimmt. Während Is. Evangelistas nur an 20 von 300 Niederschlagstagen im Jahr Schneefall oder Schneeregen registriert, ist oberhalb 400 m

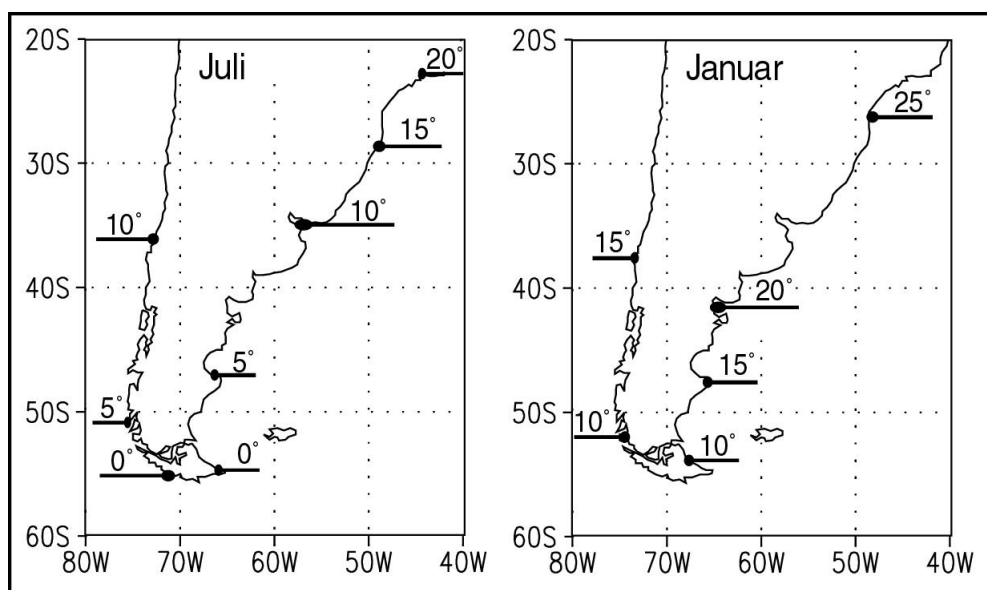


Abb. 2.13 Vergleich der mittleren Lufttemperatur an den Küsten Südamerikas im Juli und im Januar. Eingetragen sind die Schnittpunkte der Isothermen ($^{\circ}C$) mit der Küstenlinie (nach: GRAF 1986).



Abb. 2.14 Sommergrüner Wald mit *Nothofagus antarctica* am Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado (53°S). Die Nähe von Gletscher und Wald ist eine Folge „extrem hoher Niederschläge gepaart mit gleichmäßiger Kühle ohne erhebliche Frostperioden“ (WEISCHET 1957, S. 131) (Foto: M. Moritz 2002).

ganzjährig die Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke möglich, und oberhalb von 1000 m fällt praktisch der gesamte Niederschlag in fester Form. Die klimatische Schneegrenze liegt bei 52°S auf der Westseite bei rund 700 m über dem Meer und auf der Ostseite mit 900 m etwas höher (PROHASKA 1976). Die Ausbildung mächtiger Inlandeise auf relativ geringer Höhe, das Vordringen der Gletscher bis tief in die Waldzone bzw. auf Meeresniveau ist nur in einem strahlungsarmen, extrem niederschlagsreichen Klima mit sehr kühlen Sommern möglich (Abb. 2.14). Mit Werten von 9,2 K für Punta Arenas bzw. 4,5 K für Islas Evangelistas fällt die Amplitude der Monatswerte zwischen kühlen Sommern und milden Wintern sehr gering aus (Abb. 2.11/ 2.12). Für die Station Hamburg-Fuhlsbüttel z. B. ergibt sich ein Vergleichswert von 16,1 K.

Damit unterscheiden sich die Verhältnisse deutlich selbst von relativ maritimen Stationen der kühlgemäßigten Zone der Nordhemisphäre, auch wenn die Durchschnittstemperatur von 6,5°C für sich betrachtet durchaus übertragbar wäre. Wenn man sich nun noch einmal die hohen Werte der Globalstrahlung im Sommer vergegenwärtigt, so muss auffallen, dass der Jahresgang der Temperatur in Patagonien zu ausgeglichen und, vor allem, die Sommer sehr viel kühler sind, als eigentlich zu erwarten wäre. Der Grund dafür kann nur darin liegen, dass

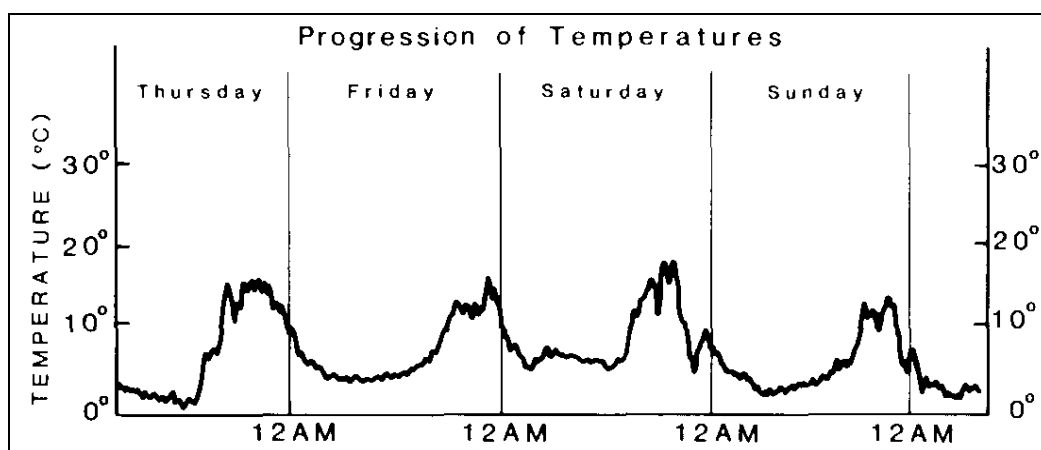


Abb. 2.15 „Geköpfte“ Tagesgänge der Temperatur in Punta Arenas. Die starke Zackung des Temperaturverlaufs am Nachmittag zeugt vom ständigen Wechsel autochthon erwärmter und von oben mit dem Wind herangeführter allochthoner, kühlerer Luftmassen (aus: WEISCHET 1996, S. 281).

es gerade im Sommer praktisch nie zur Ausbildung von Witterungsbedingungen ohne Turbulenz mit nur geringem Luftmassenaustausch kommt.

Statt der durch den Wechsel von High- und Low-Index-Zirkulation bedingten ausgeprägten Witterungsperioden der Nordhalbkugel dominiert in Patagonien die High-Index-Zirkulation mit einem ständigen Wechsel kurzer Perioden mit einer Dauer von höchstens wenigen Tagen.

Auch bei Sonneneinstrahlung können sich aufgrund der ständig mit dem Westwind herangeführten allochthonen Luftmassen keine autochthonen Wetterbedingungen einstellen. So kommt es zu den von WEISCHET (1996) beschriebenen "geköpften Tagesgängen der Temperatur" (Abb. 2.15), die für das Klima Patagoniens charakteristisch sind.

Als weitere Gründe für die ausgeprägte Sommerkühle müssen das lange Hinziehen des thermischen Winterniveaus im Frühling bis Anfang November, hervorgerufen durch das nur langsame Abschmelzen von Meereis im zirkumantarktischen Ozean, sowie die südliche Komponente des Windes im Sommer genannt werden. Letztere kommt zustande, weil sich das Südostpazifikhoch im Sommer weit nach Süden verlagert und häufig einen Keil in Küstennähe bis vor das chilenische Seengebiet vorschiebt. Gleichzeitig "saugt" das kontinentale Chacotief an seiner Südwestseite Luft von Süden her an. Daher kann sich im Südosten des pazifischen Hochs ein schwacher zonaler Luftdruckgradient einstellen, in dessen Bereich die vorherrschende Windrichtung WSW bis SW ist (PROHASKA 1976, vgl. Kap. 2.2.2 und Abb. 2.6). Dies führt zu zusätzlicher Kühle. Schließlich wird die hohe Globalstrahlung im Sommer dadurch relativiert, dass der hohe Bedeckungsgrad in Südpatagonien mit einem deutlichen sommerlichen Maximum ausgestattet ist.

Somit kann das Klima Südpatagoniens trotz Lage in den strahlungsklimatischen Mittelbreiten aufgrund der geringen tages- und jahreszeitlichen Temperaturschwankungen zusammenfassend als „thermisch ausgeglichenstes Klima der Erde“ (LAUER & RAFIQPOOR 2002, S. 101) bezeichnet werden.

2.2.4 Hygrische Bedingungen

Kein anderes Klimaelement ist so gut für eine Beschreibung regionaler und lokaler Unterschiede in Patagonien geeignet wie der Niederschlag. Denn während die Klimaelemente Temperatur und Wind sich über weite Strecken kaum ändern, sind die teilweise auf engstem Raum vorhandenen und durch die Topographie verursachten hygrischen Unterschiede extrem. Während der pazifische Westen eine der niederschlagsreichsten außertropischen Regionen der Welt darstellt, findet sich auf der atlantischen Ostseite ein für die Mittelbreiten außergewöhnliches Trockengebiet mit teilweise wüstenhaftem Charakter (Abb. 2.16).

Als grundlegende hygrische Eigenschaften - auch für den trockenen Osten - können gelten:

- große Niederschlagshäufigkeit,
- gleichmäßige Verteilung der Niederschläge über das ganze Jahr,
- hoher Bedeckungsgrad und
- extreme orographische Effekte.

An der Pazifikküste liegt die relative Luftfeuchte rund ums Jahr bei 80% bis 95%. Das Sommermaximum der Niederschläge in Südpatagonien erklärt sich nicht allein durch die verstärkte Westwindzirkulation während der Sommermonate, sondern auch durch den höheren Wasserdampfgehalt der wärmeren Luftmassen (PROHASKA 1976). Im Norden Patagoniens, wo im Sommer das Südostpazifikhoch zunehmend an Einfluss gewinnt, zeigt die Niederschlagsverteilung hingegen zunehmend ein Wintermaximum (Abb. 2.17). Im äußersten Westen, noch vor den meisten anderen Inseln gelegen, ist Guarelo (50°S) noch frei vom Einfluss von Luveffekten. Die Niederschläge erreichen hier mit einer jährlichen Niederschlagssumme von 7.331 mm ihren höchsten Wert (ENDLICHER 1991b) und nehmen

nach Norden und Süden hin allmählich ab. Auf der ähnlich gelegenen Isla Evangelistas (52° S) sind es noch 3.336 mm und auf der Isla Diego Ramirez (56° S) nur noch 1.218 mm. Während der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre nach Süden hin wegen der niedrigeren Temperaturen abnimmt, macht sich von etwa 48° S an nach Norden hin immer stärker der Einfluss des Subtropenhochs bemerkbar.

Dringt man von den äußersten Inseln im Westen in die Kanalzone vor, so steigen die Niederschlagsmengen im Vorfeld der Anden rasch an. Am Gebirgsrand okkludieren die Frontensysteme oft sehr schnell. Dabei wird die wasserdampfreiche Warmluft zusätzlich angehoben und es kommt zu großflächigen und intensiven Advektionsniederschlägen (WEISCHET 1996). Nach GRAF (1986) treten "echte" Warmfronten auf der Südhalbkugel nur selten auf, da große kontinentale Heizflächen weitgehend - bzw. westlich von Patagonien ganz - fehlen. Trotzdem findet wohl ein dem Okkludieren von Warm- und Kaltfronten ähnlicher Prozeß statt. In Bahía Felix östlich der Islotes Evangelistas werden 4.025 mm gemessen, verteilt auf 320 Regentage pro Jahr. Unklarheit herrscht indessen darüber, in welchem Bereich entlang des West-Ost-Transektes die maximalen Niederschläge auftreten.

"From available data, it seems that precipitation decreases toward the east not only along the eastern slopes of the Andes but also along the western slopes ... South of about 46° S the peak precipitation appears to occur well below the ridge line" (Fuenzalida 1971, zitiert in MILLER 1976).

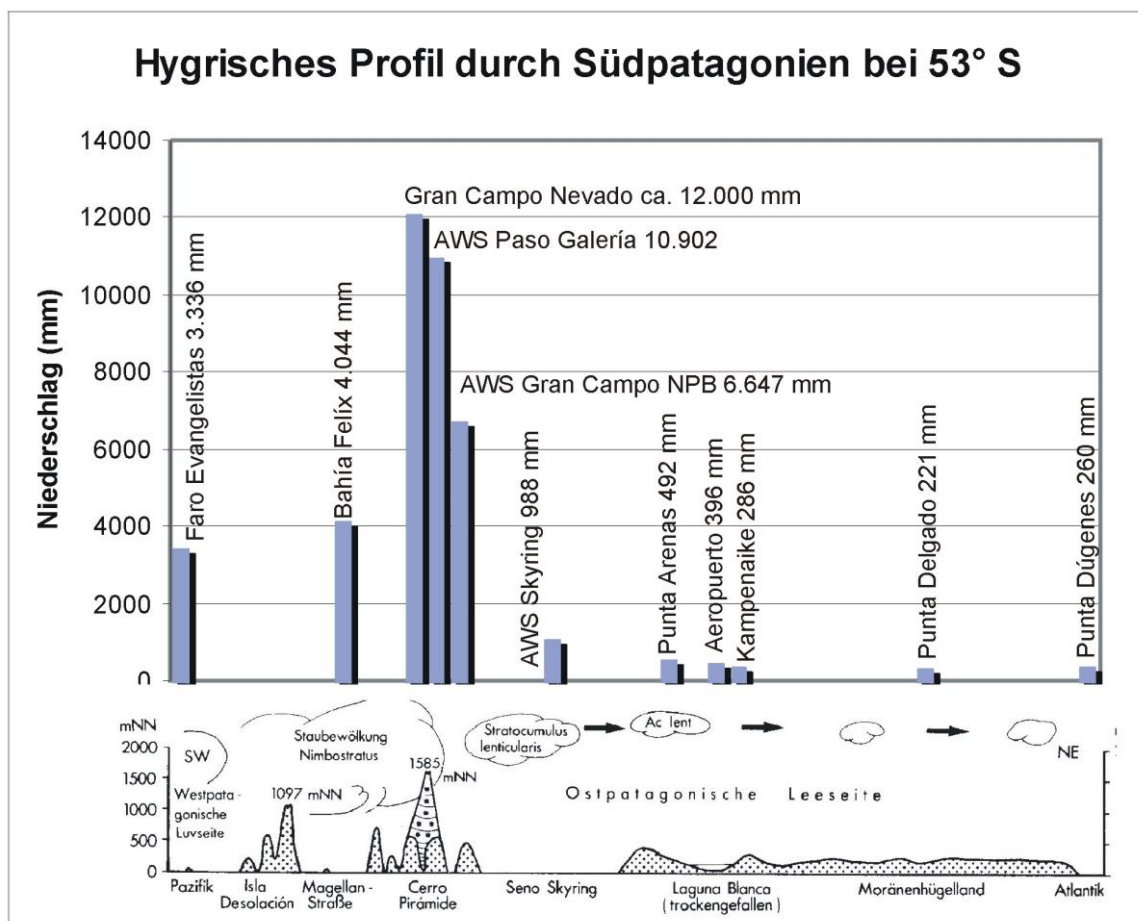


Abb. 2.16 Hygrisches Profil durch Südpatagonien bei ca. 53° S. Datenquellen: (1) Evangelistas, Bahía Félix, Punta Arenas, Aeropuerto: Mittelwert aller verfügbarer Daten 1970 bis 2002; (2) AWS Paso Galería, AWS Gran Campo NPB, AWS Skyring: Mittelwert aller verfügbaren Daten 1999 bis 2002; (3) Kampenaike, Punta Delgado, Punta Dúgenes: Daten aus ENDLICHER 1991a, S. 143 (Graphik verändert und ergänzt aus: ENDLICHER 1991a, S. 143).

Mehrere Autoren widersprechen dieser These (SCHWERTFEGER 1976, ENDLICHER 1991a, b, WEISCHET 1996), doch bringen erst konkrete Messungen, wie z. B. diejenigen am Gran Campo Nevado, Klarheit darüber. Die Niederschlagsmengen in der Kammregion wurden offenbar lange unterschätzt: Während LLIBOUTRY (1956) von 3.000 mm bis 5.000 mm und SCHWERTFEGER (1976) von 7.000 mm bis 8.000 mm (beide nach WEISCHET 1996) ausgehen, geben CARRASCO et al. (1998) für das nördliche Inlandeisfeld über 10.000 mm an, und GODOI ET AL. (2001) gehen nach Messungen auf dem Tyndall-Gletscher (51° S) für diesen Bereich sogar von 12.000 mm bis 15.000 mm aus (vgl. Kap. 2.4). Solch extreme Niederschlagsmengen, die sogar noch die höchsten bekannten Niederschlagsmengen aus den Tropen übertreffen würden, lassen sich jedoch nur schwer messen, zumal sie fast durchgehend in fester Form fallen und in der Kammregion hohe Windgeschwindigkeiten herrschen. Überhaupt zeigt sich der Leeeffekt bereits wenige 100 m nach der Kammlinie, in deren unmittelbarer Nähe nach eigenen Beobachtungen oft eine markante Föhnmauer ausgebildet war. Östlich des Andenhauptkamms nehmen die Niederschläge innerhalb

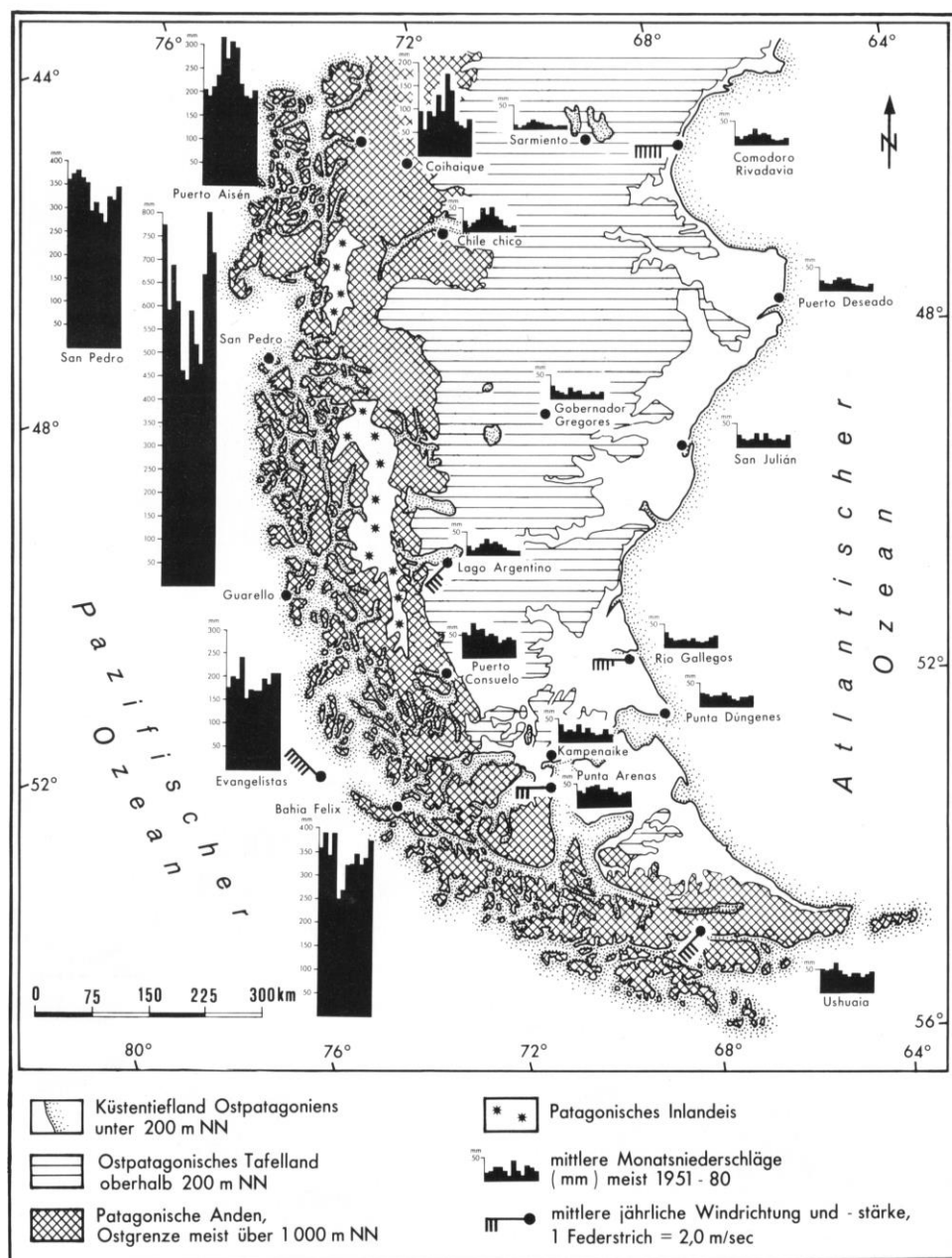


Abb. 2.17 Jahresgang des Niederschlages in Patagonien. Deutlich zu erkennen sind das Maximum der Niederschlagsmenge an der Westküste bei 50°S und der Übergang von Sommer- zu Wintermaximum (aus: ENDLICHER 1991b, S. 191).

weniger Zehnerkilometer auf unter 1500 mm und bis zur Atlantikküste auf unter 300 mm ab (Punta Delgada (52°S) 221 mm, Lago Argentino (50°S) 198 mm, Trelew (43°S) 165 mm (ENDLICHER 1991a, SCHELLMANN 1998, WEISCHET 1996)). Dabei ist die Abnahme im Lee der Anden wesentlich stärker als die Zunahme auf der Luvseite.

Warum hat dieses Gebirge trotz seiner Gipfelhöhen von nur 1.500 m (53°S) bis 3.500 m (49°S) solch eine starke Luv-/Lee-Wirkung?

"Klimatologisch entscheidend ist nicht die absolute Höhe des Gebirges, sondern seine Höhe in Relation zu den isothermen Flächen der Troposphäre. Je weiter die Paß- und Gipfelhöhen in die kalten Teile der Troposphäre hinaufreichen, um so stärker ist die Wirkung des Gebirges als Wasserdampfsperre und Klimascheide" (WEISCHET 1996, S. 300).

Zudem besitzen die Anden nördlich etwa 51°S (Puerto Natales) keine niedrigen Pässe. Müssen sich die überströmenden Luftmassen auf Temperaturen unter dem Gefrierpunkt abkühlen - und dies ist im Falle der Anden, man bedenke die niedrige Lage der Schneegrenze, der Fall - wird der Wasserdampf bis auf geringe Restmengen abgefangen. PURVES UND HULTON (2000) merken an, dass eine mächtige, kalte Eismasse, die den Anden aufliegt, den Regenschatteneffekt vergrößern muss, da die Luft zusätzlich gekühlt und damit die Wasserdampfkapazität herabgesetzt wird.

Die Trockenheit Ostpatagoniens resultiert nicht nur aus dem Wasserdampfverlust im Weststau der Anden, sondern auch aus dem trockenadiabatischen Abstieg (Föhn Effekt) auf ihrer Ostseite, der zusätzlichen Aufheizung der Luft über dem "kontinentalen" Tafelland Ostpatagoniens im Sommer und der zusätzlich trocknenden Wirkung des Windes. In Ostpatagonien sind fast alle Luftmassen dem Föhn Effekt unterworfen, auch Kaltlufteinbrüche aus südlichen Richtungen, da die Anden im Bereich Feuerlands zonal verlaufen. Bereits in Punta Arenas, ca. 80 km östlich der Anden gelegen, fällt nur noch 492 mm Jahresniederschlag. Im Sommerhalbjahr ist die Verdunstung meist deutlich höher als der Niederschlag, weshalb diese Jahreszeit meist eine Trockenperiode darstellt. Ausgesprochene Dürreperioden wie in den 20er und 60er Jahren sind mit einer Häufung von Westlagen verbunden. Größere Niederschlagsmengen können nur bei Ostlagen fallen, und diese sind, wenn überhaupt, nur im Winter häufiger möglich (siehe Kapitel 3). Erstaunlich ist jedoch die hohe mittlere Anzahl von Niederschlagstagen von 180 im Jahr und der hohe Bedeckungsgrad. Während dieser an der Westküste im Winter 75% und im Sommer 90% beträgt, liegen diese Werte für Punta Arenas mit 62% bzw. 81% nur geringfügig niedriger, und auch an der Ostküste (Santa Cruz, 50°S) sind es noch 55% bzw. 77% bei nur 23 wolkenlosen Tagen pro Jahr (WEISCHET 1996).

Auffallend ist in diesem einzigen sich bis an die Küste erstreckenden Trockengebiet der Mittelbreiten, dass die Niederschläge bis an die Küste hin kontinuierlich abnehmen. Das Temperaturregime ist ausgesprochen ozeanisch und gleicht dem der Westseiten der Kontinente in den Mittelbreiten der Nordhalbkugel. Offensichtlich wird das Klima auch östlich der Anden fast ausschließlich von pazifischen Luftmassen bestimmt. Selbst an der Ostküste werden noch mindestens 100 Niederschlagstage erreicht. Die Trockenheit basiert also nicht auf Mangel an Zyklonen, sondern auf Mangel an für Niederschläge zur Verfügung stehender Luftfeuchtigkeit (PROHASKA 1976). Dies erklärt auch den hohen Bedeckungsgrad und die hohe Anzahl von Niederschlagsereignissen geringer Ergiebigkeit. TREWARTHA (1981) hat Ostpatagonien deshalb als "cloudy desert" bezeichnet. Der Anstieg der Niederschläge zu den Anden hin wird damit erklärt, dass ein Teil der Niederschlag bringenden Wolken mit dem starken Westwind über den Kamm nach Osten transportiert wird. Dies deckt sich auch mit eigenen Beobachtungen, wonach es in Punta Arenas trotz wolkenlosem Himmel immer wieder zu "Geisterregen" kommt, der offensichtlich viel weiter westlich ausgefallen ist und mit dem starken Wind über weite Strecken ostwärts verfrachtet wurde.

Schneefall tritt auch an der Ostküste nur selten auf. Für Punta Arenas hat ENDLICHER (1991b) eine akkumulierte jährliche Neuschneemenge von 15 cm bis 30 cm (bei 22 Tagen

mit Schneefall bzw. Schneeregen) errechnet. Eine geschlossene Schneedecke bildet sich folglich selten und nur kurzzeitig aus. Im küstenferneren Tafelland (100 m bis 500 m über dem Meer im Süden und 500 m bis 1.800 m über dem Meer im Norden Patagoniens) kann sich dagegen schon häufiger eine winterliche Schneedecke ausbilden mit gegebenenfalls katastrophalen Folgen für die Schafzucht, die in Patagonien ohne Futtermittelswirtschaft durchgeführt wird (ENDLICHER UND SANTANA 1997).

Zusammenfassend lassen sich sechs Kernaussagen zum Niederschlagsgeschehen im Süden Patagoniens treffen:

1. Westpatagonien kann als die niederschlagsreichste außertropische Region der Erde bezeichnet werden.
2. Der Jahresverlauf zeigt geringe Amplituden bei einem leichten Sommermaximum.
3. Räumlich zeichnet sich entlang der Westküste ein Niederschlagsmaximum um den 51. Breitengrad ab, wobei orographische Hebungseffekte wie auch dynamisch induzierte Konvektion von Luftmassen eine Rolle spielen, so dass
4. bereits über den flachen Inseln Jahressummen des Niederschlags von über 6000 mm erreicht werden.
5. Von West nach Ost nehmen die Niederschläge auf engstem Raum um mehrere Meter ab, wobei das Andenorogen als eine der markantesten Klimascheiden der Erde wirkt.
6. Die klimatische Schneegrenze liegt um 50°S bei ungefähr 1000 m ü. d. Meer.

2.2.5 Der Wind als ökologischer Faktor

Nach MILLER (1976) ist jeder klimatische Aspekt in Patagonien durch das Zusammenwirken von Westwind und Anden bestimmt. PROHASKA (1976) hat Patagonien als "*one of the stormiest of any permanently inhabited regions*" bezeichnet. Tatsächlich liegen die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten der südhemisphärischen Westwindzone deutlich höher als die der entsprechenden Zone auf der Nordhalbkugel: der Bereich maximaler Windgeschwindigkeit liegt im Sommer bei 50°S, die Monatsmittel erreichen dann Werte um 10 m/s (auf der Nordhalbkugel dagegen nur 2,5 m/s). Im Winter werden die höchsten Werte bei 40°S gemessen und erreichen rund 7 m/s. Zum Vergleich: In Freiburg im Breisgau schwanken die mittleren Windgeschwindigkeiten am Nachmittag zwischen dem niedrigsten Wert von 2,3 m/s im Oktober und dem höchsten Wert von 3,3 m/s im April. Selbst am Feldberg, der höchsten Erhebung des Schwarzwaldes, stehen dem dortigen mittleren Maximum von 10,6 m/s im Januar, 12,5 m/s in Kampenaike (Dezember) gegenüber.

Vor allem ältere Daten zur Windgeschwindigkeit in Patagonien sind oft wenig repräsentativ, weil praktisch alle Siedlungen in windgeschützten Lagen angelegt wurden. In jüngerer Zeit in

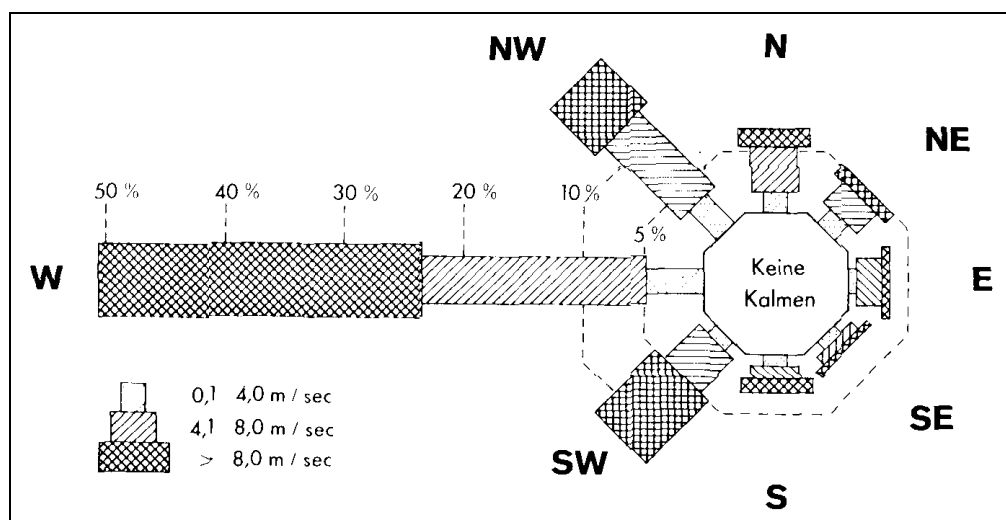


Abb. 2.18 Stärkewindrose für Kampenaike, Nähe Punta Arenas (aus: ENDLICHER 1991b, S. 200).



Abb. 2.19 Windschur an einer Südbuche am Seno Skyring.

Betrieb genommene Stationen, z.B. an Flughäfen, übertreffen die Werte benachbarter Stationen oft um 100% (PROHASKA 1976).

Das sommerliche Maximum der Windgeschwindigkeit ist ein besonderes Merkmal der Südhalbkugel (Abb. 2.20). Neben den in Kapitel 2.2.2 erläuterten aus der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre abzuleitenden Ursachen hierfür ist außerdem folgender Zusammenhang bedeutsam: die höhere Einstrahlung im Sommer führt zu einem konvektiven Luftmassenaustausch. Dabei werden Luftpakete "mit höheren Windgeschwindigkeiten aus größerer Höhe als Ersatz für die durch die thermische Konvektion zum Aufsteigen gezwungenen Luftmassen in Bodennähe" herangeführt (ENDLICHER 1991b; S. 294). So kommt es zu einem ausgeprägten Tagesgang der Windgeschwindigkeit mit Maximalwerten am Nachmittag, die ihrerseits zu den schon besprochenen "geköpften Tagesgängen" der Temperatur führen (siehe Kapitel 2.2.3). Im Winter, wenn die Einstrahlung nur gering ist, kommt kein konvektiver Austausch zustande, so dass die Maximalwerte und auch die tageszeitlichen Unterschiede der Windgeschwindigkeit geringer sind.

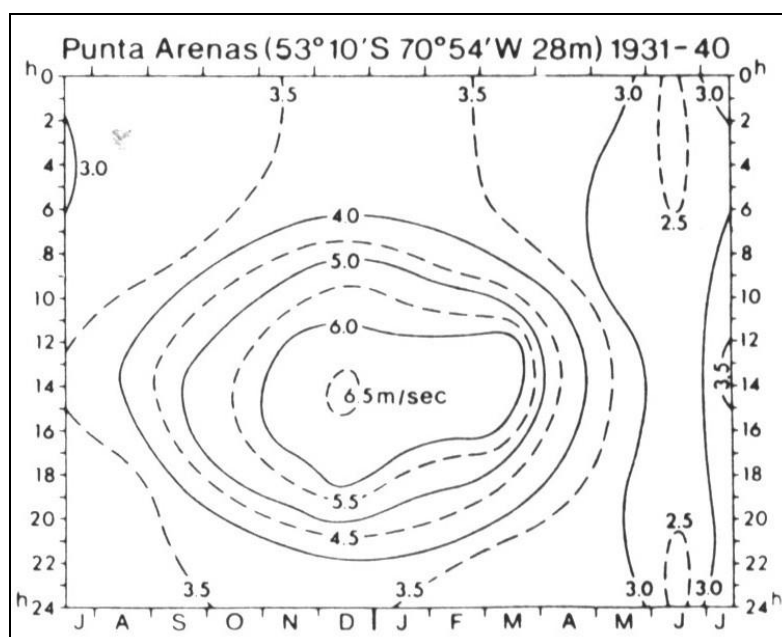


Abb. 2.20 Das Anemo-Isoplethendiagramm für Punta Arenas zeigt deutlich das sommerliche Maximum der Windgeschwindigkeit (aus: WEISCHET 1985).

Legt man ein Profil von West nach Ost durch Patagonien, so fällt auf, dass die Windgeschwindigkeiten auf Meereshöhe ihre höchsten Werte unmittelbar an der Westküste erreichen (Faro Evangelistas: 12 m/s Jahresdurchschnitt, WEISCHET 1996), darauf im Schutz der Anden stark abfallen (Punta Arenas: 4,5 m/s, ENDLICHER 1991a), um nach Osten hin wieder deutlich zu steigen (Comodoro Rivadavia: 9 m/s, WEISCHET 1996).

Dass bei einer Betrachtung der Windrichtung der westliche Sektor absolut dominant ist (Abb. 2.18), muss wohl nicht mehr betont werden. Allerdings kann es lokal, bedingt durch die Topographie, zu Abwandlungen kommen. PROHASKA (1976), MILLER (1976) und ENDLICHER (1991a, b) beziffern die Westkomponente mit Werten zwischen 50% und 75%. WEISCHET (1996) hat für Punta Arenas eine jahreszeitliche Windrose errechnet, die darüber hinaus zeigt, dass in den Wintermonaten das Häufigkeitsmaximum auf Nordwest liegt, während im Sommer die West- bis Südwestkomponente stärker ausgebildet ist (vgl. Abb. 2.21). Diese Drehung der Windrichtung kann durch die sommerliche Ausbildung des Hitzetiefs über Nordargentinien mit der entsprechenden meridionalen Anordnung der Isobaren erklärt werden und ist daher bei weiter nördlich gelegenen Stationen noch deutlicher zu beobachten. Außerdem wird aus dem absoluten Häufigkeitsmaximum im Sommer ersichtlich, dass es in dieser Jahreszeit überhaupt nur selten zu einer Luftruhe kommt, was die im Sommer stärkere Westwindzirkulation belegt.

Von großer Bedeutung für die in Patagonien lebenden Menschen sind die Auswirkungen des Windes auf die Landwirtschaft. WEISCHET (1996) hat in diesem Zusammenhang den Wind als "größtes Problem Patagoniens" bezeichnet. In einem Pflanzenbestand wirkt sich der Wind auf dreierlei Weise aus.

Erstens verursacht er mechanische Schäden, was in Patagonien anhand der Windschur an Bäumen und teilweise krüppelartigen Wuchsformen unschwer zu erkennen ist (Abb. 2.19).

Zweitens führt die erhöhte Verdunstung dazu, dass die Pflanzen aus Schutz vor Trockenheit ihre Spaltöffnungen schließen müssen, die Photosyntheseleistung so vermindert wird und kein Wachstum mehr stattfindet. Dabei ist zu bedenken, dass das Maximum der Windgeschwindigkeit ausgerechnet zu der Jahreszeit erreicht wird, wenn sowohl die Bodenwasserverhältnisse als auch der Strahlungshaushalt für das Wachstum der Pflanzen optimal wären (ENDLICHER 1991b, WEISCHET 1996).

Drittens wird über den Wind laufend kühle Meeresluft herangeführt. Überdurchschnittlich hohe Windgeschwindigkeiten treten vor allem postfrontal auf, wenn während einer Aufklarungsphase die Einstrahlung und damit auch der Wind zunimmt. Dadurch wird die autochthone, relativ warme Luft von den Pflanzenbeständen ausgeweht und durch kalte, allochthone Subpolarluft ersetzt. Ein bei Puerto Natales (52°S) durchgeführtes Experiment (WEISCHET 1968) ergab, dass im Windschatten bescheidenes Wachstum von Obstkulturen durchaus möglich wäre. Die Strahlung wäre ausreichend, jedoch verhindert der Wind die Ausbildung eines günstigen Lokalklimas. Zuletzt sind noch durch Deflation verursachte Schäden zu nennen, die vor allem dann gravierendes Ausmaß annehmen können, wenn die Böden zuvor schon durch Überweidung stark beansprucht wurden (vgl. Kap. 2.8).

ENDLICHER (1991a, S. 150) kommt angesichts dieser Tatsachen zu dem Schluss, dass "die Stellung des Faktors Klima und insbesondere seine Teilgröße Wind im ökologischen Gefüge von Patagonien gar nicht hoch genug angesetzt werden kann".

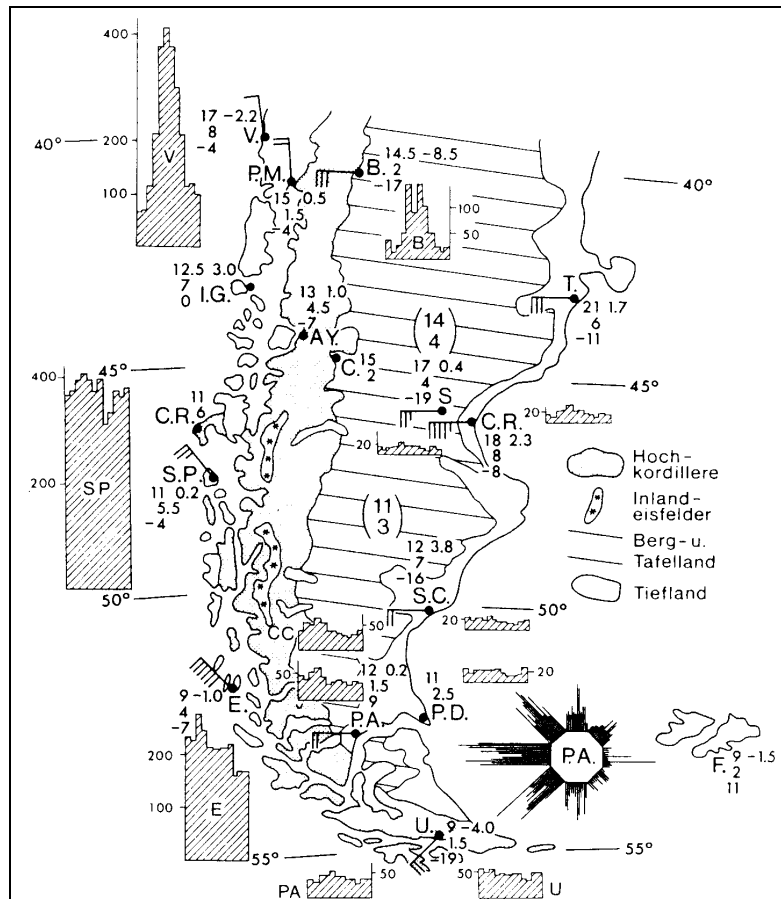


Abb. 2.21 Thermische Bedingungen, Niederschlag und Wind in West- und Ostpatagonien. Die Zahlen bei den Stationsnamen bedeuten: In der ersten Zeile Mittel- und absolute Minimumtemperatur des wärmsten Monats. Darunter folgen der Mittelwert des kältesten Monats und die absolut tiefste gemessene Temperatur. In Klammern stehen die für die Bergländer extrapolierten Temperaturmittel des wärmsten und kältesten Monats. Bei den Windfahnen repräsentiert ein voller Strich 2 m/s für den Jahresmittelwert. Die Häufigkeitsverteilung für die acht Windrichtungen in Punta Arenas (in der Abb. versetzt) beginnt jeweils im Uhrzeigersinn links mit Januar und endet rechts mit Dezember (aus: WEISCHET, 1996).

2.2.6 Übersicht über die wichtigsten Klimaelemente im südlichsten Südamerika

Eine zusammenfassende Darstellung der wichtigsten Klimaelemente, die einen raschen Überblick über die Ausprägung der Witterungsverhältnisse im Süden Südamerikas erlaubt, liefert WEISCHET (1996) (Abb. 2.21). Hierbei treten folgende bereits besprochene Sachverhalte hervor:

- Den Wandel vom Niederschlagsmaximum im Norden zu ganzjährigem Niederschlag im Süden Patagoniens
- die extreme Differenzierung des Niederschlages zwischen West- und Ostseite der Anden
- die dominierende Windrichtung West bzw. Nordwest an fast allen Stationen
- das nach Süden hin abnehmende Temperaturniveau
- das insgesamt niedrige Niveau der Temperaturen
- die geringe Temperaturspanne an der Westküste Patagoniens
- die höheren Sommer- und niedrigeren Wintertemperaturen an der Atlantikküste gegenüber Pazifikküste Patagoniens.

2.2.7 Patagonien im Rahmen gängiger Klimaklassifikationen

Eine Einteilung Patagoniens nach gängigen Klassifikationssystemen ist schwierig. CORONATO UND BISIGATO (1998) bezeichnen Patagonien als eine "aus klimatologischer Sicht untypische Region, die schlecht in globale Klassifikationen paßt". WEISCHET (1968) kritisiert, dass "trotz des geographisch-landeskundlichen entscheidend wichtigen Unterschiedes [...] in fast allen Übersichtskarten über die Klimate der Erde das Gebiet von Chiloë und Westpatagonien mit dem gleichen Klimatyp ausgezeichnet [wird] wie bspw. Südengland oder Westfrankreich". Tatsächlich wird der beschriebene subantarktische Akzent Patagoniens in den für die Abgrenzung der Klimazonen auf der Nordhalbkugel passenden Klimatypen der bekannten Klassifikationen nicht wiedergegeben. Troll und Paffen (TROLL 1963) teilen Patagonien bei ihrer Klassifikation in lediglich drei Klimazonen ein, die den tatsächlichen thermischen Verhältnissen in keiner Weise gerecht werden. Bei KÖPPEN UND GEIGER (1928) sind es immerhin fünf Zonen. Der chilenische Teil Patagoniens östlich der Anden und Nordfeuerland werden mit dem sonst nur in Südalaska, Nordnorwegen und in den schottischen Highlands vorkommenden Typ "Cfc", der mit weniger als vier Monaten über +10°C eine kühle Variante des "Cfb"-Klimas darstellt, bezeichnet. Somit wird der Sonderstellung der Region ein wenig Rechnung getragen. Dass sich dieser von CASASSA (1985b) als "transandines kontinentales Steppenklimate" bezeichnete Klimatyp höchstens thermisch mit den genannten nordhemisphärischen Regionen vergleichen lässt, liegt auf der Hand.

Problematisch bei der Klassifikation von Köppen und Geiger (KÖPPEN UND GEIGER 1928) ist die Gleichstellung des ostpatagonischen Trockengebietes (BSk und BWk) mit den hochkontinentalen Trockengebieten Innerasiens und die Verwendung des Tundrenklimas „Etx“ für die Zone des magellanischen Moorlandes (z. B. ZAMORA UND SANTANA 1979a, PISANO 1981 und PISANO UND VENEGAS 1983). Abweichend von der Köppen/Geigerschen Klimakarte führt CASASSA (1985b) für die Küste zwischen 38°S und 42°S den Klimatyp "Cfsb", ein regenreiches Klima mit mediterranem Einfluss, ein. Eine bloße Verwendung von Grenzwerten wie bei den bisher genannten Autoren scheint unzureichend, und die Frage nach einer Einführung nur für Patagonien gültiger Klimazonen drängt sich auf. Unter den gängigen Klassifikationen kommt deshalb diejenige von Lauer und Frankenberg (LAUER UND FRANKENBERG 1988) der Realität am nächsten. Dort wird Patagonien in zwölf Klimazonen unterteilt, von denen sich zwei nur hier finden. Der Maritimität ganz Patagoniens wird Rechnung getragen, und das ostpatagonische Trockengebiet wird als das einzige kühlgemäßigte Trockengebiet mit maritimem Einfluss hervorgehoben. Ein Nachteil der Lauer/Frankenberg'schen Klassifikation besteht darin, dass das in der Klassifikation von Köppen und Geiger als Tundrenklimate bezeichnete Gebiet aufgrund seiner hygrischen Eigenschaften mit dem nordspanischen Galizien gleichgesetzt wird. Allen bisher genannten Klassifikationen gemeinsam ist der Nachteil, dass die Gebirgsklimate unberücksichtigt bleiben.

In einer neuen, an ökophysiologischen Merkmalen orientierten Klassifikation teilen LAUER UND RAFIQPOOR (2002) Patagonien in insgesamt 29 Zonen ein. Fünf der 17 für den Süden Patagoniens verwendeten Zonen kommen weltweit ausschließlich hier vor. Vier davon entfallen auf das Trockengebiet, eine findet sich an der Westküste. Die Zonen werden nach thermischer und hygrischer Vegetationsdauer abgegrenzt und anhand unterschiedlicher Kontinentalitätsgrade weiter unterteilt. Auch Gebirgsklimate werden berücksichtigt. Der Nachteil dieser sehr detaillierten Klassifikation, die die Besonderheiten Patagoniens am besten wiedergibt, besteht allerdings in ihrer Unübersichtlichkeit.

2.2.8 Patagonien im Kontext des weltweiten Klimawandels

Im südlichen Südamerika ist das Netz der Klimastationen selbst für südamerikanische Verhältnisse sehr dünn und viele Messreihen reichen meist nur wenige Jahrzehnte zurück. Nur wenige Datenreihen umfassen einen Zeitraum von mehr als 100 Jahren.

Während des 20. Jahrhunderts hat sich die Atmosphäre über der Südhalbkugel im Durchschnitt um ca. 0,55 K erwärmt (JONES ET AL. 1986, HOUGHTON ET AL. 2001). Die stärkste Erwärmung findet offensichtlich in dem Bereich statt, wo antarktisches Meereis im Rückzug begriffen ist. Im Bereich der Antarktischen Halbinsel sind es bis um 5,7 K/100 a mit einem Mittelwert für die Gebiete nördlich von 83°S von 3,5 K/100 a (MORRIS UND VAUGHAN 2003). Für Südamerika zwischen 5°S und 55°S ergibt sich ein Temperaturanstieg von 0,7 K zwischen 1860 und 1990 (JONES UND ALLAN 1998).

Nach ROSENBLÜTH et al. 1997 ist südlich 46°S in Südamerika eine Erwärmung zu beobachten, die mit der geographischen Breite zunimmt und vor allem auf eine Anhebung der Tagesminima zurückzuführen ist. Demnach ist in Punta Arenas seit ca. 1930 ein Temperaturanstieg zu beobachten, der auf 100 Jahre hochgerechnet 2,1 K Erwärmung ergibt (Abb. 2.23). Dagegen bestätigen ZAMORA UND SANTANA (1979b) und ENDLICHER (1991b) diesen Trend nicht. Eine neuere Analyse von SANTANA et al. (2003) für Punta Arenas von 1888 bis 2002, basierend auf den Daten der Station Jorge Schythe des Instituto de la Patagonia (SANTANA 1999) ergibt eine geringe, nicht signifikante Abkühlung von 0,2 K für den genannten Zeitraum (Abb 2.22, Abb. 2.25).

Der von ROSENBLÜTH et al. (1995, 1997) für Punta Arenas genannte Erwärmungstrend steht im Einklang mit benachbarten Stationen: In Rio Gallegos an der Atlantikküste stieg die Temperatur binnen 50 Jahren um 1,4 K (ROSENBLÜTH et al. 1995, 1997). Der Trend an der Atlantikküste in Rio Gallegos und etwas nördlich davon in San Julian wird von HOFFMANN ET AL. 1997 bestätigt. Weiter östlich in Argentinien am Lago Argentino ist der Trend demnach allerdings nur noch halb so groß. Verfügbare Temperaturdaten der Station Faro Evangelistas ergeben einen ebenfalls nicht signifikanten Erwärmungstrend von ca. 0,8 K im 20. Jahrhundert (ROSENBLÜTH UND FUENZALIDA 1991). Eine geringe Erwärmung im 850 hPa-Niveau für den Raum des Südpatagonischen Inlandeises leiten CARRASCO ET AL. (2002) aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und aus Radiosondenaufstiegen in Punta Arenas ab. Der Erwärmungstrend am entsprechenden Gitterpunkt der NCEP/NCAR-Daten im Bereich des südpatagonischen Inlandeises ist allerdings nur für die Wintermonate erkennbar und selbst

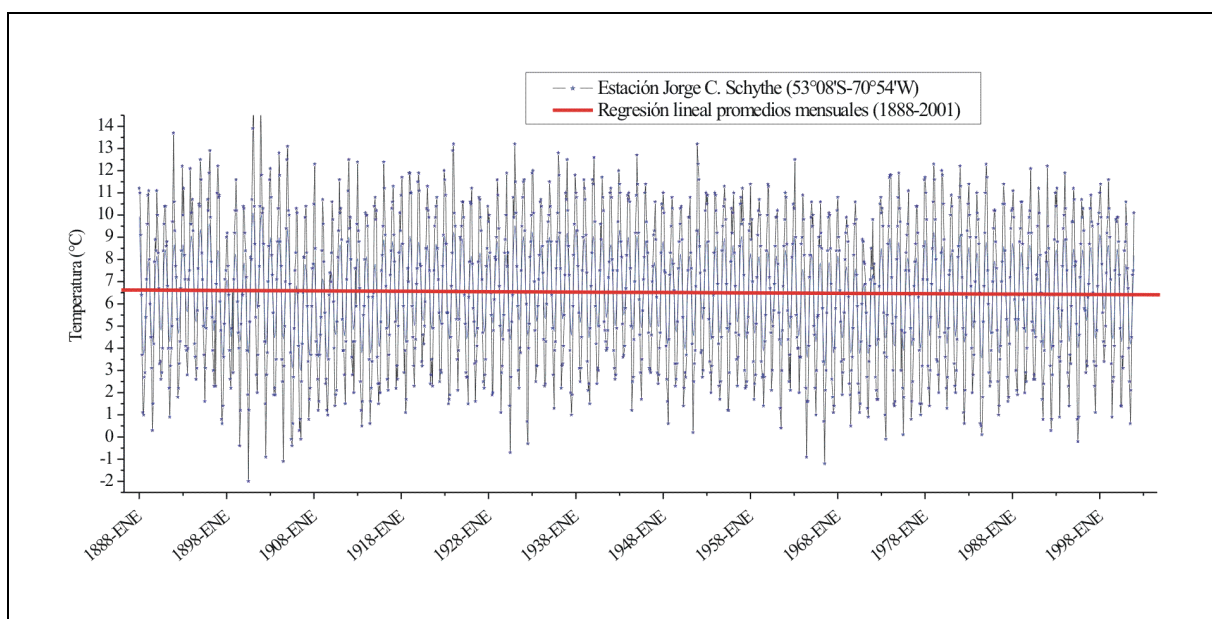


Abb. 2.22 Monatsmitteltemperaturen und daraus abgeleiteter Klimatrend in Punta Arenas seit 1888 (aus: SANTANA ET AL. 2003).

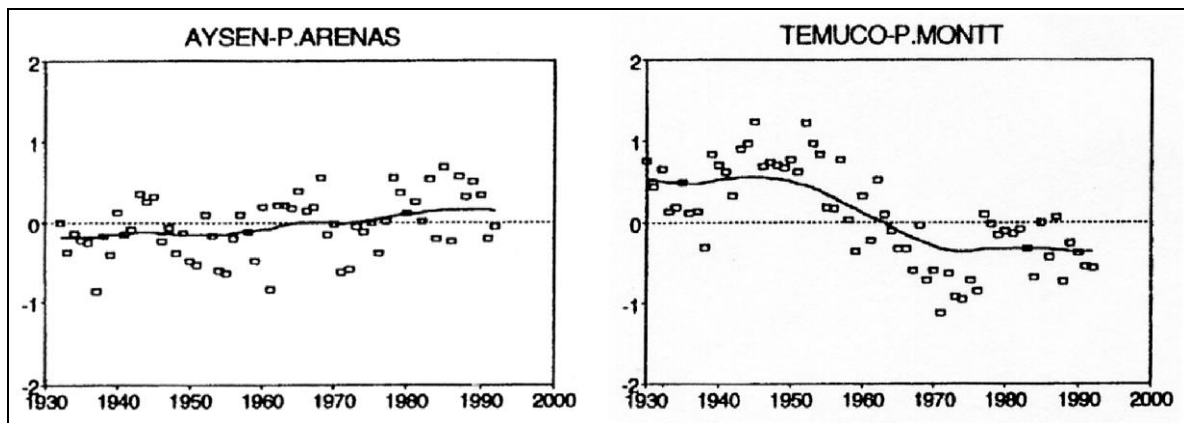


Abb. 2.23 / 2.24 Entwicklung der Temperatur in Südpatagonien (links) und im Kleinen Süden Chiles (rechts) 1930-88 (aus: ROSENBLÜTH et al. 1997, S. 72).

dann nicht signifikant. Die jüngste Arbeit von VILLALBA ET AL. (2003b) greift auf die von ROSENBLÜTH ET AL. (1997) homogenisierte Reihe für Punta Arenas zurück. Allerdings wird hier nur ein positiver Trend von 0,14 K pro Dekade ausgewiesen (Abb. 2.25).

Um die Unterschiede zwischen den beiden jeweils als homogenisiert bezeichneten Datenreihen von Punta Arenas näher zu beleuchten wurden die Plots der Jahresmittelwerte beider Reihen (SANTANA ET AL. 2003 und ROSENBLÜTH ET AL. 1997 bzw. VILLALBA ET AL. 2003b) genauer untersucht und in Bezug zu allen anderen verfügbaren Datensätzen gesetzt. Hierfür wurden aus Abb. 2.26 graphisch die Jahreswerte der Lufttemperaturanomalie extrahiert, digitalisiert und in Bezug zu allen anderen Temperaturreihen in Abb. 2.26 bzw. Abb. 2.27 dargestellt.

Beide Reihen nach SANTANA ET AL. 2003 und nach VILLALBA ET AL. 2003b bilden grundsätzlich die Variabilität von Jahr zu Jahr ähnlich ab. Beide Reihen weisen für den Zeitraum 1970 bis 1990 einen positiven Trend auf. Zwischen den kältesten und den wärmsten Jahren im Zeitraum 1970 bis 1990 beträgt der Unterschied bei VILLALBA ET AL. 2003b ca. 1 K während er bei SANTANA ET AL. 2003 ca. 1,2 K ausmacht. Angesichts der Zeichenungenauigkeit (vgl. Abb. 2.25) ist diese Übereinstimmung als hinreichend einzuschätzen. In den ersten beiden Dekaden des Zeitraumes (1930 bis 1950) sind die beiden generellen Muster ähnlich, einzelne Jahre weisen aber erhebliche Unterschiede auf. Vor allem der Unterschied zwischen wärmsten und kältesten Jahren zeigt hier große Unterschiede auf (VILLALBA ET AL. 2003b: 1,5 K, SANTANA ET AL. 2003: 0,8 K). Die entscheidenden Unterschiede treten in den 1950iger und 1960iger Jahren auf: Während bei ROSENBLÜTH ET AL. (1997) ein positiver Trend von den niedrigen Temperaturen um 1950 zu

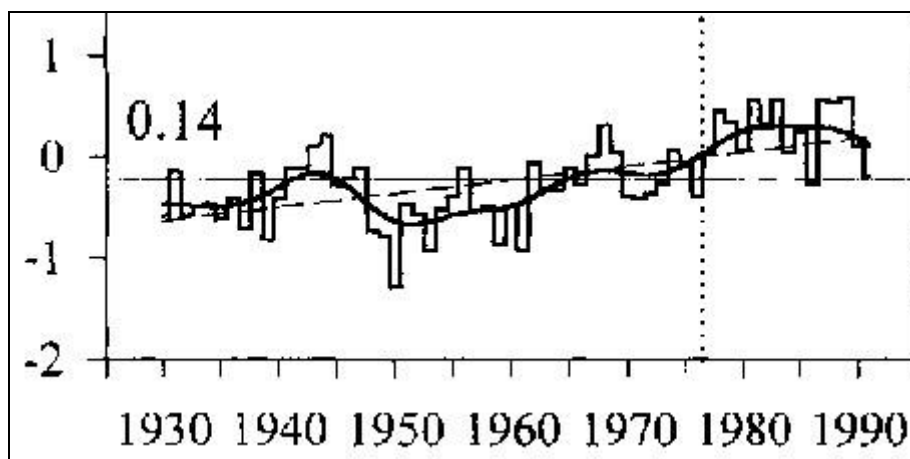


Abb. 2.25 Temperaturtrend Punta Arenas entsprechend VILLALBA ET AL. (2003b). (verändert aus: VILLALBA ET AL. 2003b).

	Santana	Rosenblüth
Abschnitte:	1888 - 1940: Pt. Ar. Fagnano, Observatorium des Salesianer Ordens 1941 - 1969: Pt. Ar. Bahía Catalina 1970 - heute: Pt. Ar. Estación Schythe, Instituto de la Patagonia	1905 - 1964: Pt. Ar. ??? 1964 - heute: Pt. Ar. Aeropuerto
Homo- genisierung:	unklar	<ul style="list-style-type: none"> • bei Stationsverlagerung wird der alte Mittelwert als Korrektur für die neuen Daten benutzt: Pt.Ar. große Modifikation 1969 - 1971 • <i>Alexanderssons</i> Test auf Temperaturabweichung gegenüber nicht sehr weit entfernten Stationen

Tab. 2.2 Informationen zu den Klimareihen von Punta Arenas nach SANTANA ET AL. (2003), VILLALBA ET AL. (2003b) und ROSENBLÜTH ET AL. 1995, 1997).

einem eher hohen Niveau Ende der 1960iger Jahre und dann zu leicht unterdurchschnittlicher Temperatur 1970 bis 1972 führt, weist der Verlauf bei SANTANA ET AL. 2003 von etwas überdurchschnittlichen Temperaturen Anfang der 1950iger Jahre bis zu den kältesten Jahren des Gesamtzeitraumes 1930 bis 1990 um 1970. Der Trend in diesen 20 Jahren ist also in den beiden Reihen geradezu gegensätzlich. Zusammenfassend sind folgende Fragen zu formulieren:

1. Warum sind die Schwankungsbreiten zwischen einzelnen Jahresmittelwerten bei beiden Datensätzen im letzten Drittel ähnlich, im ersten Drittel aber bei ROSENBLÜTH ET AL. 1997 doppelt so hoch wie bei SANTANA ET AL. 2003?
2. Warum weist der Trend der Lufttemperatur im mittleren Drittel der Datensätze bei ROSENBLÜTH ET AL. 1997 nach oben und bei SANTANA ET AL. 2003 nach unten?

Zweifelloos handelt es sich hier um keine echten Unterschiede, sondern um mathematische Effekte im Rahmen der Homogenisierung der Zeitreihen aufgrund von Stationsverlegungen. Dies ist insofern wissenschaftlich von hoher Bedeutung, da wichtige Aussagen zur Klimavariabilität Südpatagoniens auf den Temperaturdaten von Punta Arenas fußen (ROSEN-

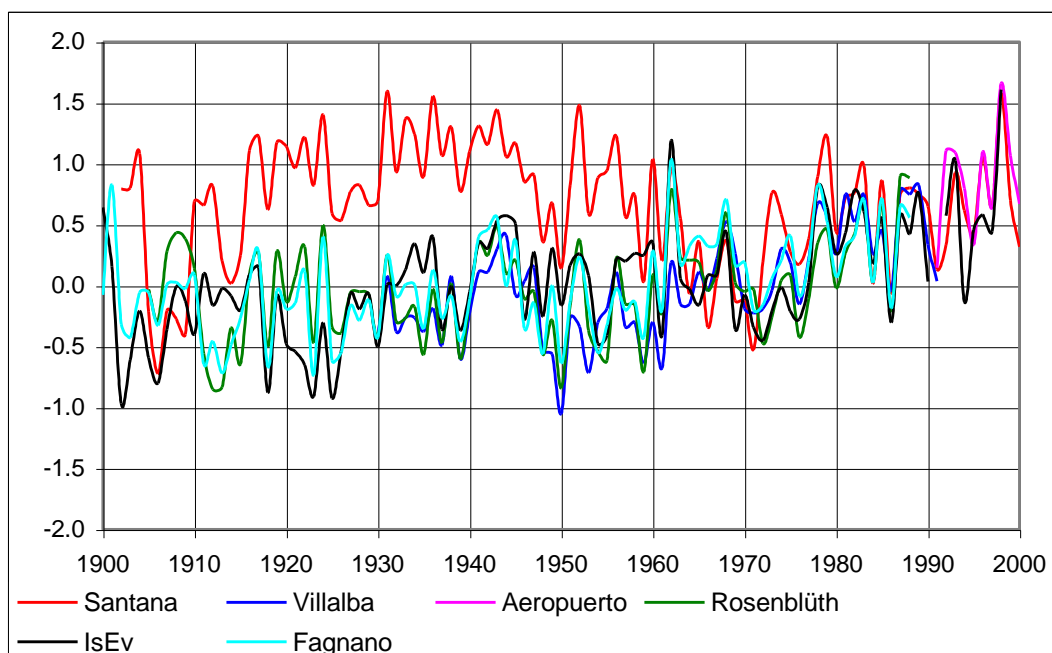


Abb. 2.26 Anomalien der Lufttemperaturen im 20. Jahrhundert von Faro Evangelistas und von Punta Arenas nach verschiedenen Quellen. Erläuterungen im Text.

BLÜTH ET AL. 1997, VILLALBA ET AL. 2003). Aus der vorliegenden Literatur lassen sich die in Tab. 2.2 zusammengefassten Stationsverlagerungen ableiten.

Von entscheidender Bedeutung für die Beurteilung ist die Frage, ob beide Gruppen als Ausgangsmaterial der älteren Periode vor 1964 identische Daten benutzen oder ob verschiedene Reihen eingeflossen sind. Entscheidend ist auch die Klärung des genauen Verfahrens der Homogenisierung der Daten in beiden Datensätzen. Die Beantwortung der aufgeworfenen Fragen steht noch aus, da sich die persönlichen Kontakte zu den jeweiligen Verfassern als zeitraubend herausstellten.

Zusammenfassend kann man entsprechend Abb. 2.27 festhalten:

- Der beobachtete Trend ab ca. 1964 ist in beiden Reihen ähnlich, wobei eine genaue Analyse zeigt, dass er bei VILLALBA ET AL. 2003b für diesen Zeitraum bei 0,31 K/Dekade und bei SANTANA ET AL. (2003) bei 0,22°K/Dekade liegt. Gleichwohl weisen beide Reihen in diesem jüngeren Zeitraum ähnlichen Verlauf und gleichsinnigen Trend auf.
- Abb. 2.27 zeigt auch, dass die beiden Reihen im Zeitraum 1930 bis ca. 1964 ähnliche Schwankungen aufweisen. Dieser erste Abschnitt weist bei beiden Reihen einen negativen Trend auf, der allerdings in der 'Villalba-Reihe' mit nur -0,04 K/Dekade wesentlich geringer ausfällt gegenüber einem Trend von -0,20 K/Dekade in der 'Santana-Reihe'.
- Gegenüber dem Folgezeitraum sind in der frühen Phase 1930 bis 1964 beide Datenreihen um ca. 1,1 K zu einander verschoben. Bei den Betrachtungen der Gletschermassenbilanz vergangener Dekaden in Kap. 8.7 kann also das Datenmaterial der WS Punta Arenas JS (SANTANA 1999) für die Abschätzung des Temperaturganges seit 1964 verwendet werden. Für den Zeitraum vor 1964 sind beide konkurrierenden Verläufe entsprechend VILLALBA ET AL. 2003b und entsprechend SANTANA ET AL. 2003 zu untersuchen. Das Verfahren hierzu wird in Kap. 8.7 erläutert.
- Der Vergleich mit den Temperaturmessreihen der nahe gelegenen Stationen Fagnano und Faro Evangelistas (Abb. 2.26) legt es nahe, dass der bei ROSENBLÜTH ET AL (1995,

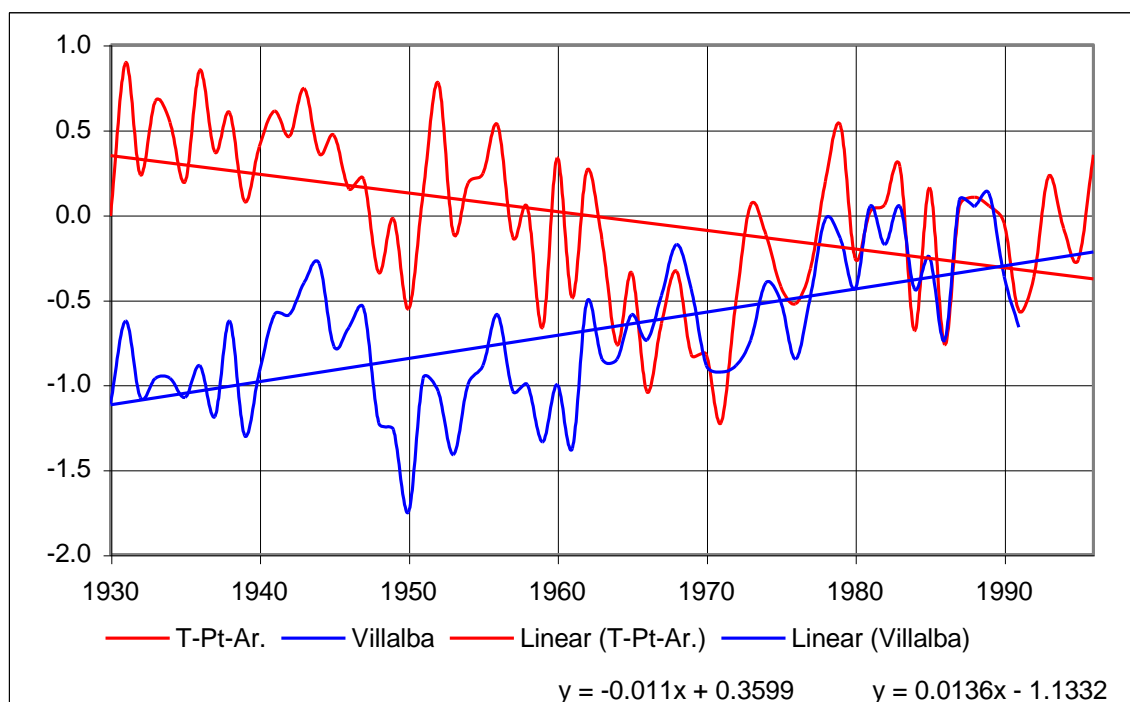


Abb. 2.27 Temperaturtrend Punta Arenas 1930 bis 1990 entsprechend VILLALBA ET AL. (2003b) und SANTANA ET AL. (2003).

1997) ausgewiesene, positive Trend für den Untersuchungsraum dem tatsächlichen Geschehen am nächsten kommt.

In Richtung Nordpatagonien schwächt sich der Erwärmungstrend ab und kehrt sich im Kleinen Süden Chiles sogar um. In der Gegend zwischen Puerto Montt und Temuco ist es seit 1950 zu einer markanten Abkühlung um 1,0 K bis 1,4 K gekommen (ROSENBLÜTH et al. 1995, ACEITUNO et al. 1992, Abb. 2.24). Als Grund für diese Veränderung wird ein Rückgang der Meeresoberflächentemperatur in dieser Breitenlage im Ostpazifik angenommen.

Die Niederschläge sind an der Westküste Südpatagoniens im 20. Jahrhundert bis ca. 1985 zurückgegangen. In Bahía Félix betrug der Rückgang von 1915 bis 1988 1.400 mm und in Faro Evangelistas (1900-85) rund 1.000 mm. Dabei sind die Trends für diesen Zeitraum sehr gleichmäßig. SIMMONDS UND KEAY (2000) beobachten eine negativen Trend bezüglich der Anzahl außertropischer Zyklonen der Südhemisphäre zwischen 30°S und 70°S seit 1970, wobei Südpatagonien keine herausragende Rolle spielt im Vergleich zum zonalen Mittel zwischen 50°S und 55°S. Ob damit eine Veränderung des Niederschlages einhergeht bleibt bei dieser Studie ungeklärt.

Seit 1985 ist im südwestlichen Patagonien im Mittel wiederum ein Anstieg der Niederschläge zu verzeichnen (CARRASCO et al. 2002). Für Punta Arenas ist dagegen kein übergeordneter Trend zu erkennen (Abb. 2.28). Dagegen lassen sich für Punta Arenas ausgeprägte Zyklen von ca. 35 Jahren ableiten (SANTANA 1984, ROSENBLÜTH et al. 1995, CARRASCO ET AL. 2002). An der Station Faro Evangelistas gibt es zu Beginn der 90iger Jahre des 20. Jahrhunderts einen gewaltigen Sprung in der Datenreihe um ca. 1.800 mm von ca. 2.400 mm Jahresniederschlag bis 1980 auf ca. 4.200 mm Jahresniederschlag zwischen 1990 und 2002 (Abb. 2.28). Nach Aussage der Stationsbetreiber (chilenische Marine) wurden keine Veränderungen an der Station oder am Betrieb vorgenommen (CARRASCO ET

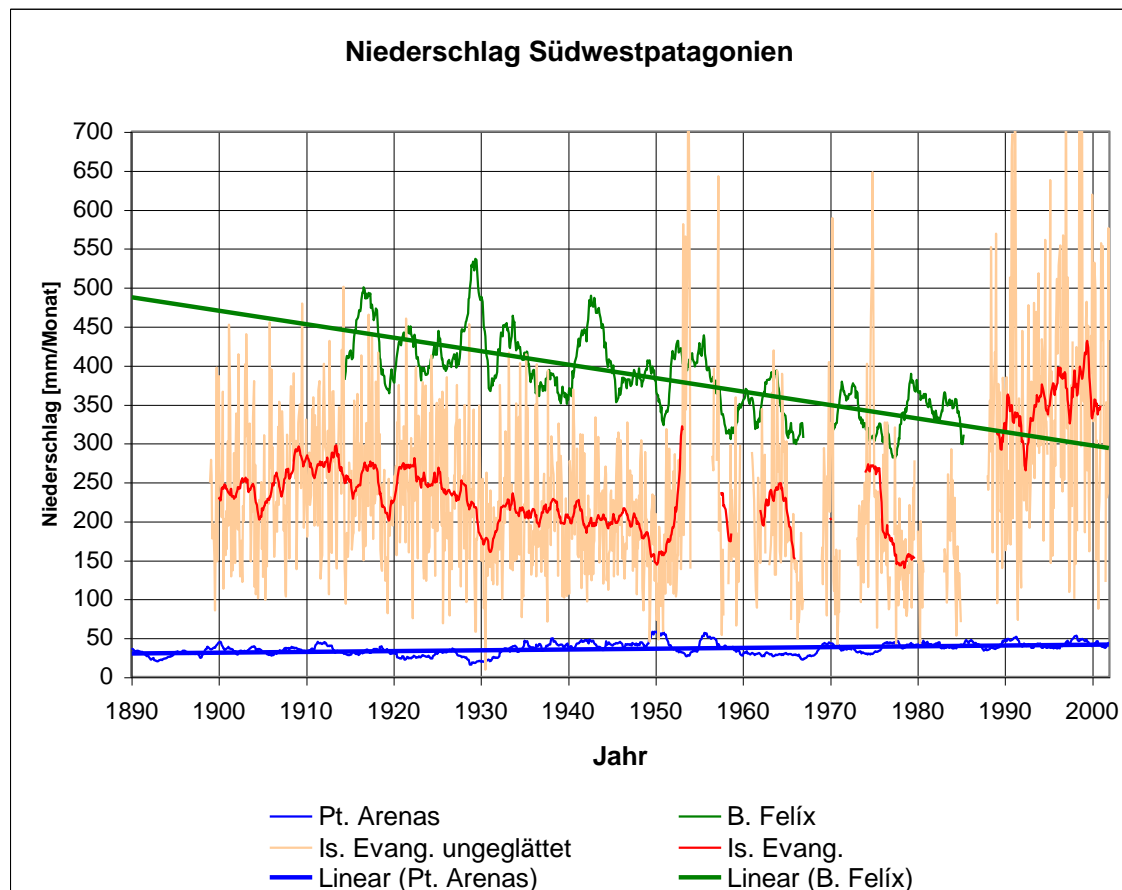


Abb. 2.28 Niederschlag und Niederschlagstrend in Punta Arenas, Bahía Félix und Islotes Evangelistas.

AL., 2002). Da keine jüngeren Daten der Station Bahía Félix zum Vergleich vorliegen, kann die Frage nach der Ursache für den erhöhten Niederschlag in den letzten 12 Jahren an der Station Faro Evangelistas momentan nicht geklärt werden.

Der Rückgang der Niederschläge im 20. Jahrhundert im Bereich der westlichen Magellanstraße scheint für den gesamten Südwesten Patagoniens nur bedingt repräsentativ zu sein. BARROS ET AL. (2000) zu Folge gibt es an der Atlantikküste Patagoniens einen leichten positiven Niederschlagstrend seit 1956. Nach Westen zu den Anden hin dreht sich dieser Trend allerdings um und am Lago Argentino an der Ostabdachung der Anden bei 50°S ist der Trend deutlich negativ. LLIBOUTRY (1998) berichtet, dass die Gletscher der Südwestseite der Cordillera Darwin in den letzten 40 Jahren stationär waren bzw. sogar leicht vorgerückt sind (vgl. Kap. 2.6). Ein mit Niederschlagsabnahme und bzw. oder Temperaturzunahme kohärentes Bild ergibt die Analyse der Gletscherveränderungen am Gran Campo Nevado, wo ein erheblicher Gletscherrückzug in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zu verzeichnen ist (vgl. Kap. 2.6 und Kap. 7 und Kap. 8).

Der weitere Anstieg der Konzentration von Treibhausgasen durch anthropogene Emission wird mit großer Sicherheit zu einer fortschreitenden globalen Erwärmung führen (HOUGHTON ET AL. 2001). Ausmaß und regionale Auswirkungen dieser Erwärmung sind aber nach wie vor mit großer Unsicherheit behaftet. Die folgenden Annahmen für Patagonien werden für eine Verdopplung des atmosphärischen CO₂-Gehaltes gegenüber dem Wert von 1850 gemacht (BRIDGMAN 1998):

Im Sommer wird mit einer deutlichen Südwärtsverlagerung des Südostpazifikhochs um 2 bis 4 Breitengrade gerechnet, mit der Konsequenz geringerer Niederschläge in Mittelchile und im Kleinen Süden Chiles. Das schwache sommerliche Hitzetief, das heute über dem Gran Chaco liegt, dürfte sich verstärken und südwärts verlagern, mit der Folge einer deutlichen Temperaturerhöhung in den betroffenen Gebieten. BARROS ET AL. (2000) vermuten aus Temperatur- und Niederschlagstrends über Argentinien eine südwärtige Verlagerung der Westwindzone in den letzten 35 Jahren um zwischen 3 und 5 Breitengrade. Eine Verknüpfung mit anthropogen induziertem Klimawandel kann aber nicht belegt werden. Eine polwärtige Verlagerung des südhemisphärischen Subtropenjets bei ca. 27°S um ca. 3° zwischen 1975 und 1995 bringt GIBSON (1992) in Verbindung mit dem anthropogenen Treibhauseffekt.

An der Westküste südlich 40°S wird mit einer Erhöhung der Niederschläge gerechnet, denn Befunde von Proxidaten zeigen, dass eine Abnahme der Niederschläge in Mittelchile stets mit einer Zunahme in Südchile verbunden war (PITTOCK 1980a, BRIDGMAN 1998). Für den Winter geht man nur von einer leichten Südwärtsverlagerung des pazifischen Hochs aus, welche ebenfalls zu einer Verstärkung des meridionalen Druckgradienten beitragen wird. Die daraus resultierende Verstärkung der Westwinddrift könnte der Küste südlich etwa 45°S entsprechend höhere Niederschläge bringen.

STOCKER ET AL. 2001 berichten über eine zunehmende Häufigkeit der atmosphärischen Zirkulation des El-Niño-Typs (El Niño Warmphase) im Pazifik seit 1980 und halten eine Entwicklung in Richtung der Etablierung eines so genannten Dauer-El-Niño im Zuge globaler Temperaturzunahme in der Zukunft für möglich. Eine Verstärkung und Häufung von El Niño-Situationen ergeben sich z. B. auch in einer Modellstudie bei TIMMERMANN ET AL. (1999). Da die El-Niño-Situation statistisch mit vermindertem Niederschlag bei 50°S und höherem Niederschlag nördlich 40°S verbunden ist (vgl. Kap. 5), könnte die globale Erwärmung aber auch gegenteilige Effekte wie oben beschrieben mit sich bringen.

Umstritten ist die These, wonach es bei einem Rückgang des antarktischen Meereises im Süden Patagoniens zu einer deutlichen Erwärmung um bis zu 5 K kommen könnte.

2.3 Geologische Übersicht

Einen Überblick über die Geologie der südlichen Anden geben u.a. ZEIL (1964), DALZIEL et al. (1974) sowie CUNNINGHAM (1993 und 1994). Die älteste Einheit der Region ist das präandine Grundgebirge, auch *Basement* genannt, welches bereits im Paläozoikum am Südwestrand des Kontinents Gondwana gebildet wurde und aus Metasedimenten und Metavulkaniten eines frühen Akkretionskomplexes besteht. Im Zusammenhang mit dem Auseinanderbrechen von Gondwana und der Öffnung des Südatlantik im mittleren bis späten Jura, wurde die Westseite der bestehenden kontinentalen Kruste Südamerikas als aktiver Kontinentalrand ausgebildet. In einen vorgelagerten Inselbogen intrudierten zahlreiche Plutonite und silikatische Kontinentalrandvulkanite. Die Plutonite werden allgemein als Patagonischer Batholith bezeichnet und bauen etwa 80% der südlichen Anden auf (ZEIL 1964) (Abb. 2.29). Durch Extension östlich des Inselbogens öffnete sich das sogenannte Rocas-Verdes-Becken, in das bis in die frühe Kreide vor etwa 140 Ma fluviale und terrestrische, vor allem aber marine Sedimente von bis zu 6 km Mächtigkeit abgelagert wurden, die eine ozeanähnliche, mafische Kruste aufbauten (CUNNINGHAM 1994). Außerdem drangen in die tektonisch stark beanspruchte Kruste basaltische Mantelschmelzen in Form eines *Sheeted-Dike*-Komplexes ein.

Erneute Konvergenz durch die schnelle Westwärtsbewegung der südamerikanischen Platte gegen die pazifische Platte führte zu Kompression im Bereich dieses Beckens und zur Bildung eines Ophiolithkomplexes aus den zuvor abgelagerten Sedimenten und

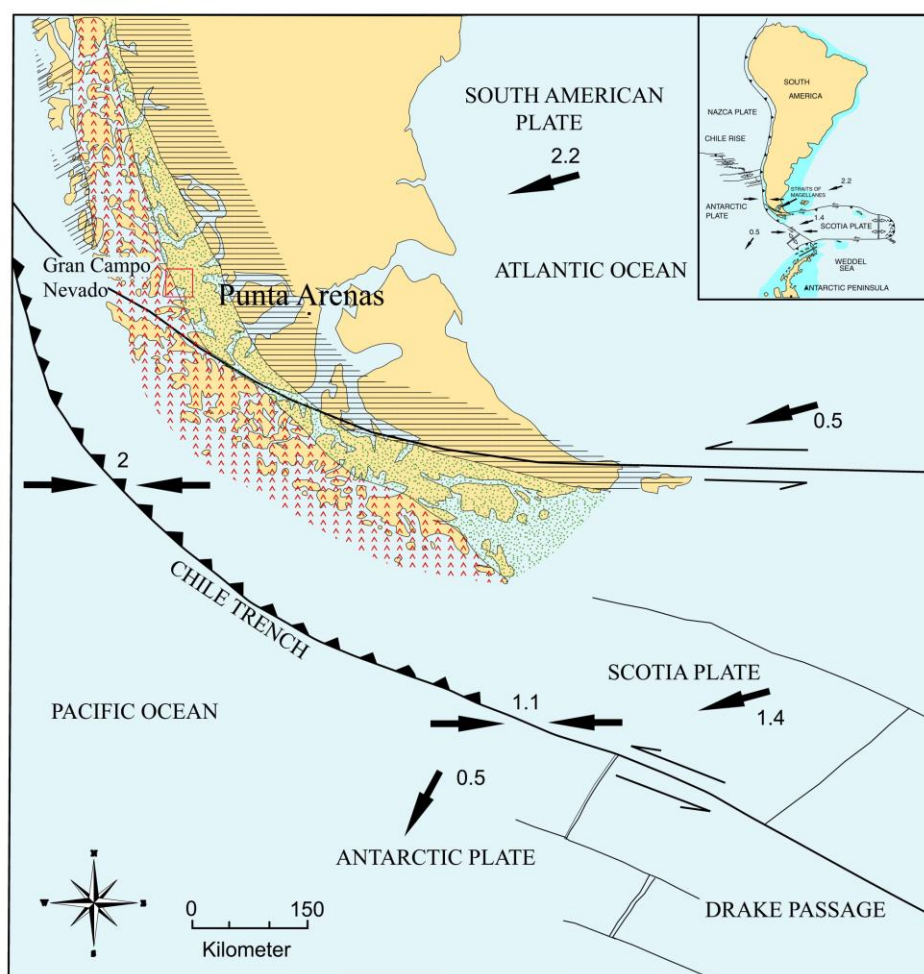


Abb. 2.29 Lithologische und tektonische Übersichtskarte von Patagonien. Waagrechte Schraffur: metamorphes Hinterland; grüne Punktstruktur: fossiles Hinterlandbecken (Rocas-Verdes-Becken); rote Spitzen: Patagonischer Batholith (ehemaliger Inselbogen) (aus: FISCHBACH, 2001).

Mantelschmelzen. In diese Zeit - ab der Unterkreide bis in das Tertiär - fällt die Hauptphase der Andenentstehung mit Hebungsprozessen, Faltung und Metamorphose. Die vulkanische Aktivität dauert bis in das Holozän an. Vor Nordpatagonien erreicht die Subduktion der Nazca-Platte mit 9 cm/Jahr die höchsten Werte weltweit. Die vor Südpatagonien liegende Antarktische Platte schiebt sich aber nur mit 2 cm/Jahr unter die Südamerikanische Platte, so dass es südlich etwa 44°S kaum seismische Aktivität und nur wenige aktive Vulkane gibt (SCHELLMANN 1998).

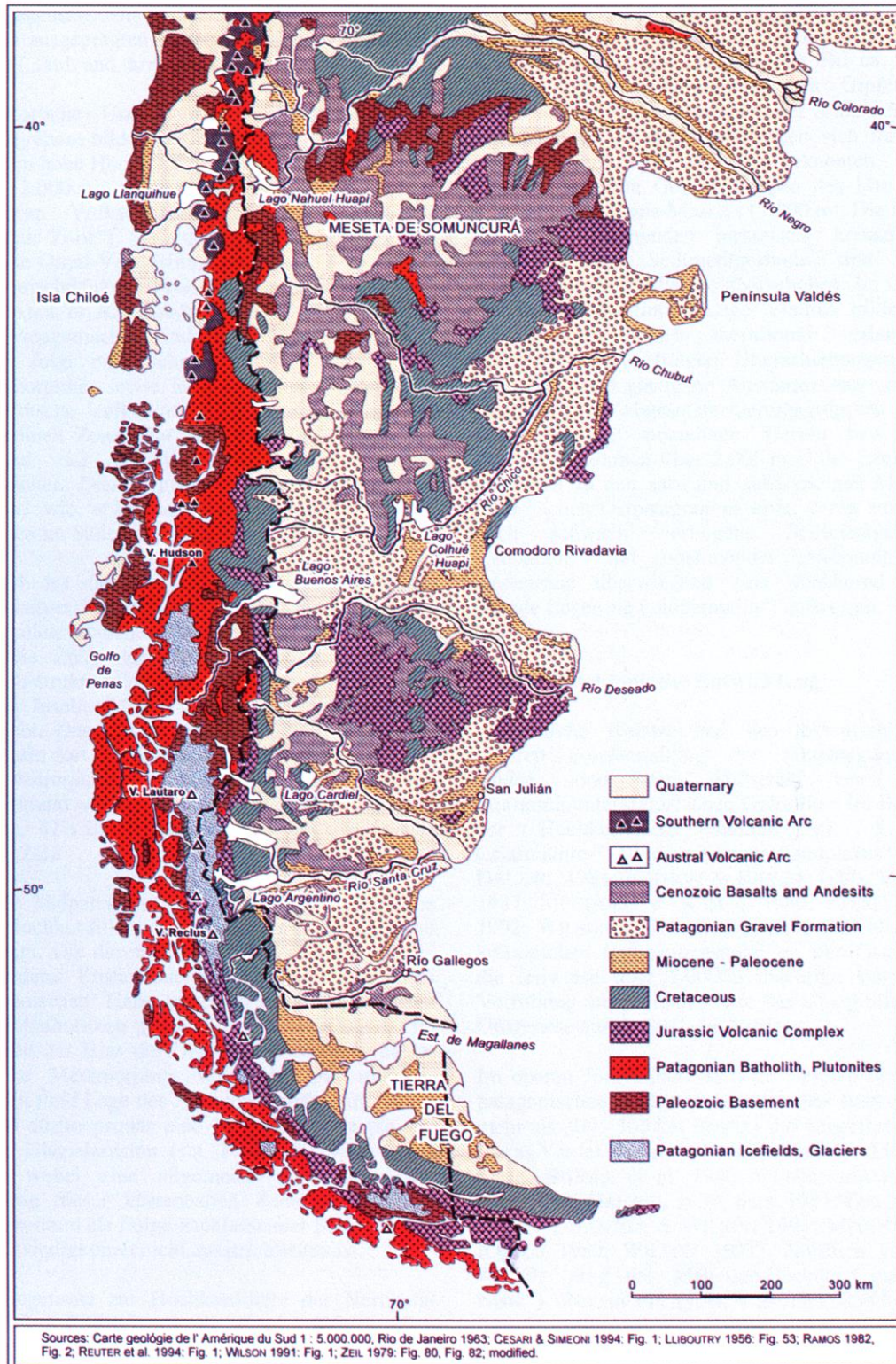


Abb. 2.30 Morphologisch-geologische Gliederung Patagoniens (aus: SCHELLMANN 1998, S. 5).

Die heutige andine Hochkordillere ist im wesentlichen aus den plutonischen Erhebungen mit vergletscherten, hochalpinen Formen, sowie aus quartären Vulkanen aufgebaut. Tektonisch überwiegen Bruchformen gegenüber Biegungsformen und Deckenüberschiebungen, wie sie beispielsweise in den Alpen zu finden sind (ZEIL 1964).

Am Ostrand des Batholiten schließt sich die Zone des ehemaligen Rocas-Verdes-Becken mit gefalteten Metamorphiten jurassischen bis kretazischen Alters an. Im Gegensatz zum tektonisch aktiven Westpatagonien ist Ostpatagonien seit dem Mesozoikum eine starre Kontinentalscholle zwischen Südatlantik und Pazifik. Der durch den aktiven Plattenrand im Westen und den sich ausdehnenden Atlantik im Osten ausgeübte Druck hat jedoch zu einer ausgeprägten Bruchtektonik geführt. Davon betroffen sind auch die ausgedehnten Plateaubasalte des Känozoikums (z.B. bei Pali Aike, SCHELLMANN 1998). Von diesen abgesehen, liegen der aus jurassischen Vulkaniten aufgebauten Magellangeosynklinale kreidezeitliche und jüngere, überwiegend marine Sedimente auf. Diese bilden heute die teilweise markanten Schichtstufen östlich der Anden. Die obersten Schichten stammen aus dem Tertiär und sind der präalpinen Molasse Mitteleuropas ähnlich.

Glaziofluviale Schotter ab dem Miozän (*Patagonian Gravel Formation*) bis in das Spätglazial (*Quaternary*) bilden im Osten Patagoniens die jüngsten Einheiten (Abb. 2.30).

2.4 Grundzüge der Glaziologie des Untersuchungsraumes

Zwischen 46°S und 51°S ragen weite Teile der Anden über die klimatische Schneegrenze auf, so dass sich dort zwei Eisfelder - *Hielo Patagonico Sur* (SPI) und *Hielo Patagonico Norte* (NPI) - ausbilden konnten, die mit einer Gesamtfläche von 17.900 km² die drittgrößte Eismasse der Welt bilden (PROHASKA 1976, Abb. 2.31). Dabei handelt es sich trotz der gebräulichen Bezeichnung '*hielo continental*' um kein Inlandeis kontinentalen Ausmaßes. Allerdings ist die Vergletscherung in einigen Bereichen reliefübergeordnet, so dass sie sich deutlich von einer typischen Gebirgsvergletscherung unterscheidet (Abb. 2.32). Die Plateaus, aus denen oft nur einzelne Nunatakker aufragen, speisen zahlreiche Auslassgletscher (Abb. 2.33, 2.34), die meist in proglaziale Seen, teilweise aber auch in pazifische Fjorde kalben. Der größte von ihnen ist der Glaciar Pío XI mit einer Fläche von 1.275 km² (LLIBOUTRY 1998). Eine ausführliche Darstellung des SPI findet sich bei CASASSA ET AL. (2002b, c). Die erste zu einem Zeitpunkt aufgenommene wolkenfreie Satellitenbildszene des SPI stellen SKVARCA UND DE ANGELIS (2002) vor. Das SPI besteht aus 48 großen Einzelgletschern und über 100 kleinen Kar- und Talgletschern mit zusammenhängender Eismasse (CASASSA ET AL. 2002c). Die Geschichte der Entdeckung und glaziologischen Untersuchungen am NPI seit der ersten Erkundung durch Friedrich Reichert 1921 bis 1990 wird von CASASSA UND MARANGUNIC (1987) ausgeführt. Vor allem japanische Expeditionen

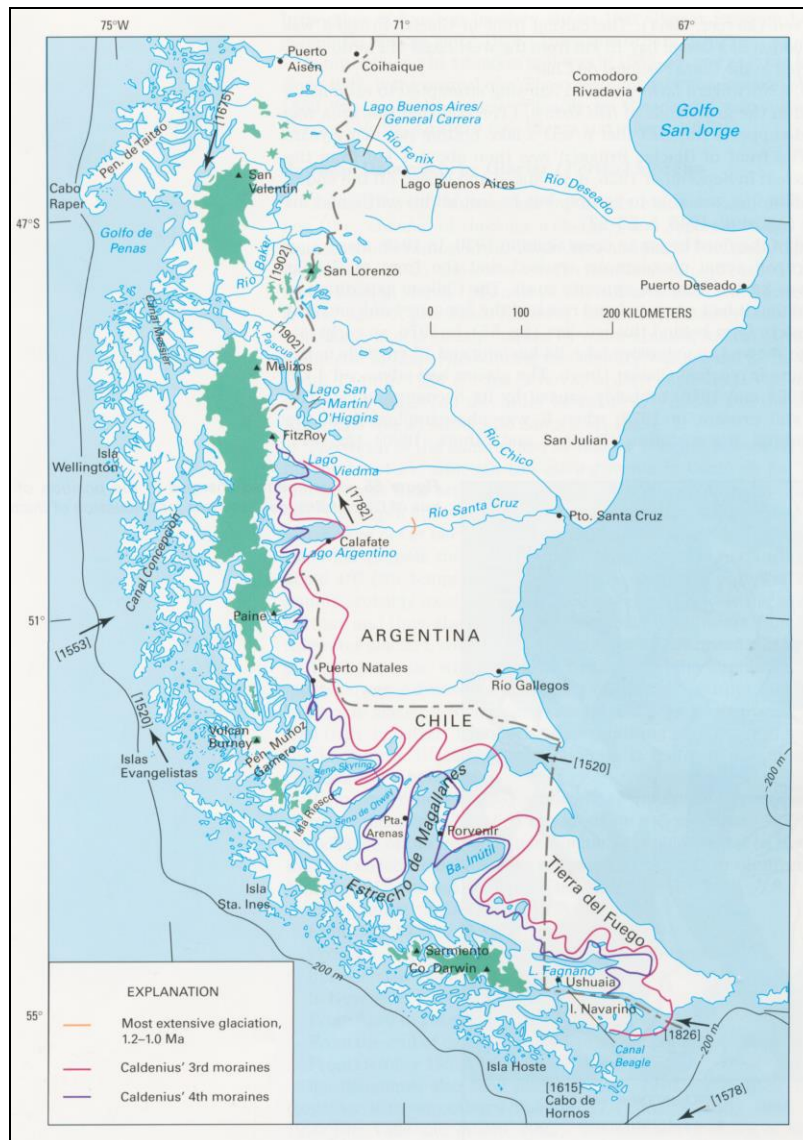


Abb. 2.31 Lage der patagonischen Gletschergebiete und Eisrandlagen der letzten beiden Vereisungsphasen (aus: LLIBOUTRY 1998).

haben seither erheblich zum wachsenden Erkenntnisstand über das NPI mit seiner Gesamtfläche von 4,200 km² (RIVERA ET AL. 2002) beigetragen (CASASSA 1985a).

Zwar liegt die Schneegrenze bereits östlich von Chiloë nur noch auf 1.400 m, jedoch finden sich größere Gletscher erst weiter südlich, wo auch nichtvulkanische Gipfel über die Schneegrenze aufragen. Im Bereich der Magellanstraße liegt sie bei nur noch 700 m, so dass sich auch südlich des SPI mehrere kleinere Eiskappen auf niedrigeren Gebirgsstöcken finden, so auf der Península Muñoz Gamero am Monte Burney und am Gran Campo Nevado, auf Isla Riesco, auf Isla Hoste (150 km² auf der Península Cloue) und auf der Isla Santa Inés (CASASSA 1995). Die Vergletscherung der Isla Riesco zwischen Seno Otway und Seno Skyring besteht lediglich aus einer Anzahl kleinerer Eiskappen und Gebirgsgletscher mit einer Gesamtfläche von ungefähr 215 km² (CASASSA ET AL. 2002a). Ein großes zusammenhängendes Eisfeld von 2.300 km² findet sich in der Cordillera Darwin auf Feuerland (LLIBOUTRY 1998, Abb. 2.31).

Wichtiger als der Nord-Süd-Gradient der Schneegrenze ist jedoch ihr Anstieg von West nach Ost. Im Zusammenhang mit den abnehmenden Niederschlägen steigt die Gleichgewichtslinie (*equilibrium line altitude* (ELA)) der Gletscher bei 52°S auf nur 60 km von 650 m am Cerro Balmaceda im Westen auf rund 1.500 m in der Cordillera Paine im Osten. Daraus wird eine hohe Abhängigkeit der Massenbilanz vom Faktor Niederschlag deutlich. KERR UND SUGDEN (1994) nehmen an, dass in den niederschlagsreichsten Gebieten (46°S bis 50°S) die Temperatur über die Art der Niederschläge die Akkumulation und damit die Massenbilanz bestimmt. Deswegen reagiert die Schneegrenze vor allem auf Temperaturänderungen, und dies besonders in den Übergangsjahreszeiten (OERLEMANS & REICHERT 2000). In den anderen Gebieten, vor allem am Andenoststrand, reagiert die Schneegrenze dagegen primär auf Veränderungen im Niederschlagsregime. Wichtig dabei ist, in welcher Klimazone das Akkumulationsgebiet liegt. Einige vom Inlandeis abströmende große Gletscherzungen ragen zwar in ausgesprochen niederschlagsarme Gebiete hinein, jedoch scheint ihre Massenbilanz eher vom Faktor Temperatur gesteuert zu werden (WARREN & ANIYA 1999). Der Zusammenhang wird auch durch die Temperatur an der Schneegrenze deutlich: bei 37°S bis 45°S (humid) liegt sie bei +2°C bis +4°C, bei 30°S bis 34°S (semiarid) nur bei -4°C bis -8°C (GARLEFF 1977). Die Nullgradgrenze liegt im Bereich des SPI je nach Jahreszeit zwischen 700 m und 2.500 m ü. d. M. (LLIBOUTRY 1998). Dies bedeutet, dass es im Sommer auch oberhalb der mittleren Gleichgewichtslinie häufig zu Regen kommt. Die Massenbilanz ändert sich rasch mit der Höhe, nämlich um 1.560 mm Wasseräquivalent pro 100 m (LLIBOUTRY 1998).

MATSUOKA UND NARUSE (1999) leiten aus einem 14,5 m langen Firnbohrkern aus 1500 m über dem Meer auf der Ostseite des NPI für das Jahr 1996 eine Massenbilanz von 2,2 m



Abb. 2.32 Nördliches Patagonisches Inlandeis, Aufnahme aus Nord, Februar 2000.



Abb. 2.33 Auslassgletscher (Glaciar Grey) des Südlichen Patagonischen Inlandeis und Lago Grey, März 2001.

Wasseräquivalent (WEQ) ab. Winterliche (3,5 m WEQ) und sommerliche (2,1 m WEQ) Akkumulation machen zusammen 5,6 m WEQ – also mindestens 5.600 mm Jahresniederschlag - aus und die Ablation im Sommer betrug in dieser Höhe bei knapp 47°S im Jahr 1996 3,4 m WEQ.

Durch Auswertung eines 46 m langen Firnbohrkernes aus dem Akkumulationsgebiet des Glaciar Tyndall (SPI) schließen GODOI ET AL. (2002) auf eine mittlere jährliche Akkumulation von 13,5 m Wasseräquivalent. Solchen extremen Akkumulationsraten in den höheren Teilen der Nährgebiete stehen extreme Ablationsraten an den Gletscherzungen gegenüber. Am Glaciar Moreno (SPI) ergibt sich aus einer Abschätzung mit dem Gradtag-Verfahren eine mittlere Ablation von 14 m Wasseräquivalent pro Jahr (NARUSE ET AL. 1997). Die Fließgeschwindigkeit der Gletscher muss folglich hoch sein (ROSENBLÜTH et al. 1995). Gemessene Fließgeschwindigkeiten reichen von 0,07 m bis 50 m pro Tag (CASASSA ET AL. 2002c). Mit bis zu 50 m/Tag an der Kalbungsfront ist der Glaciar Pío XI einer der

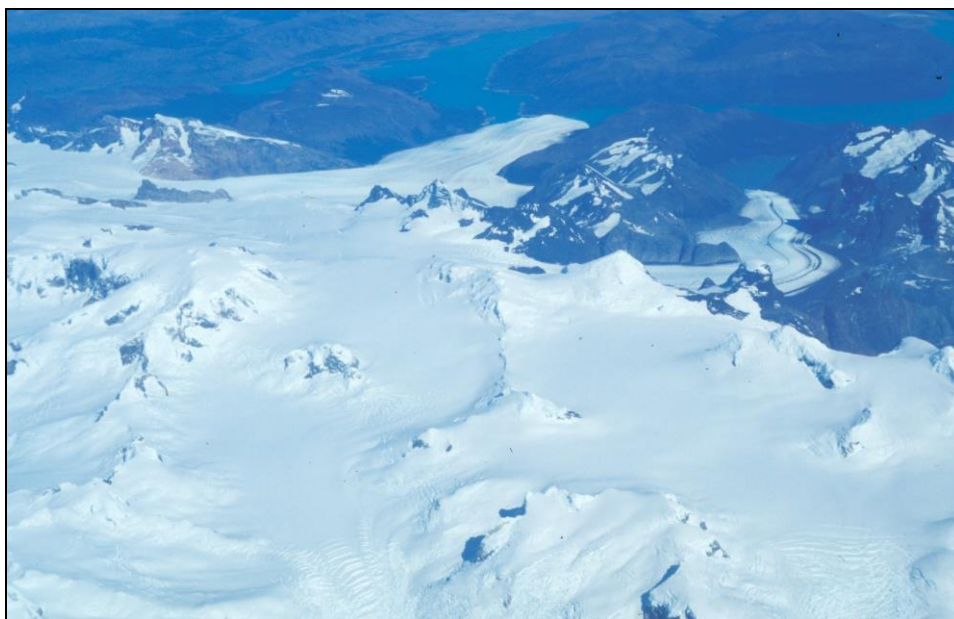


Abb. 2.34 Auslassgletscher des Südlichen Patagonischen Inlandeis und Lago Argentino (Glaciar Moreno), Aufnahme aus West, Februar 2000.

schnellstfließenden Gebirgs- bzw. Auslassgletscher der Welt (RIVERA ET AL. 1997a, b). Der Glaciar San Rafael (NPI) mit seinem bis zu 24 km breiten Akkumulationsgebiet verengt sich beim Abfluss in das Zehrgebiet auf 3 km Breite was zur hohen Fließgeschwindigkeit von 4,7 km pro Jahr führt (CLAPPERTON 1993). Charakteristisch für alle patagonischen Gletscher ist der hohe Anteil des Akkumulationsgebietes an der Gesamtfläche (AAR) von durchschnittlich 85% (Alpen: < 60%) (KERR & SUGDEN 1994). Die Gleichgewichtslinie liegt dabei am SPI in Höhen zwischen ca. 900 m und 1200 m über dem Meer (ANIYA ET AL. 1996). Besonders hoch sind die Werte der AAR bei kalbenden Gletschern. Kalbende Gletscher haben am Südlichen Patagonischen Inlandeis einen Anteil von 96% und 65% des Massenverlustes erfolgt über Kalbungsprozesse (CASASSA ET AL. 1997).

Seit 1945 gibt es von der Region Luftbilder, die einen allgemeinen Rückgang der Vergletscherung belegen. Dabei ist das SPI im Einklang mit dem nach Süden hin verstärkten allgemeinen Erwärmungstrend (vgl. 2.2.8., WARREN & ANIYA 1999) deutlich stärker betroffen als das NPI. Der Gletscherrückzug am SPI entspricht ungefähr 6% des durch Gletscherrückzug weltweit verursachten Anteils am Anstieg des globalen Meeresspiegels (CASASSA ET AL. 2002c). Für den chilenischen Teil des SPI und das NPI zusammen wird der Beitrag zum Meeresspiegelanstieg von RIVERA ET AL. 2002 mit ca. 0,032 mm/a \pm 0,013 mm/a angegeben. ANIYA (1999) nennt hierfür einen Wert von 0,038 mm/a und berechnet für NPI und SPI zusammen einen Verlust an vergletscherter Fläche seit 1945 von ungefähr 270 km² und einen Verlust an Eisvolumen von 825 km³ \pm 320 km³.

Ein genereller Trend zu höherer Lufttemperatur und eine Abnahme des Niederschlags im letzten Jahrhundert werden von CASASSA ET AL. (2000b) als Begründung des Gletscherrückzugs genannt. Besonders auffällig ist das Zurückweichen und Ausdünnen der Gletscherzungen. Nach CASASSA ET AL. (2002c) beträgt die durchschnittliche Änderung der Eismächtigkeit ca. -3,5 m pro Jahr im Bereich der Gletscherzungen. Am Glaciar Upsala (SPI) betrug die Verringerung der Gletschermächtigkeit auf der Gletscherzunge nahe des Zungenendes in den Jahren 1990 bis 1993 11 m pro Jahr (NARUSE ET AL. 1997). Allerdings gibt es auch einzelne Gletscher, wie z. B. den Glaciar Pío XI (SPI), die einen Anstieg der Eisdicke im Zungenbereich und ein Vorrücken der Gletscherstirn aufweisen (RIVERA ET AL. 1997a, 1997b, RIVERA UND CASASSA 1999), während beispielsweise der Glaciar Moreno keine markante Änderung der Position der Gletscherzunge aufwies (NARUSE ET AL. 1995). Nach NARUSE ET AL. (1995) rückte der Glaciar Pío XI in 41 Jahren bis 1990 um 8,5 km vor. Der Flächenverlust in den Ablationsgebieten des SPI betrug nach Schätzungen von ANIYA ET AL. (1997) im Zeitraum 1944 bis 1985 insgesamt ca. 140 km² bis 380 km².

Trotz des übergeordneten Trends ist die Entwicklung von Gletscher zu Gletscher sehr unterschiedlich. Insbesondere die kalbenden Gletscher sind mit Vorsicht zu behandeln. Ihre Veränderlichkeit kann maßgeblich von topographischen Faktoren bestimmt sein (ROSENBLÜTH et al. 1995, WARREN & ANIYA 1999). Den höchsten Rückzug stellen ANIYA ET AL. (1997) an der Gletscherzunge des kalbenden Glaciar O'Higgins an der Ostseite des SPI mit 14,6 km im Zeitraum 1896 bis 1995 fest.

HARRISON UND WINCHESTER (2000) berichten von einer Abnahme der Eismächtigkeit in der Ablationszone von östlichen Auslaßgletschern des NPI von mindestens 30 m seit 1980. In den 90iger Jahren des 20. Jahrhunderts wurde aus Luftbildern aller 21 Auslaßgletscher des NPI im Mittel ein geringer Rückzug der Gletscherzungen abgeleitet (ANIYA 2000).

Insgesamt zeigen Gletscherschwankungen der beiden Patagonischen Eisfelder eine deutliche Korrelation mit Niederschlagsdaten (WINCHESTER & HARRISON 1996). Für ihre zukünftige Entwicklung besonders wichtig ist daher die mittlere südliche Lage des Südostpazifikhochs.

Weitere Ausführungen zu Gletscherschwankungen patagonischer Gletscher werden in Kap. 2.6 gegeben.

2.5 Grundzüge der Geomorphologie des Untersuchungsraumes

Eine umfassende Darstellung der Landschaftsformung im Quartär mit vielen Bildbeispielen gerade auch aus der Region Magallanes gibt CLAPPERTON (1993).

Wie bereits notiert, läßt Patagonien sich im Wesentlichen in zwei landschaftliche Großräume aufteilen: die Anden im Westen und die sich östlich anschließenden Tafelländer und Ebenen.

Den eigentlichen Anden westlich vorgelagert ist das Küstenbergland, bestehend aus zahllosen Inseln und Halbinseln, Kanälen und Fjorden. Das gesamte Gebiet ist stark glazial überformt: die Inseln stellen Rundhöcker dar, die tief in den Gebirgskörper eingreifenden Fjorde sind übertieft und übersteilt mit teilweise senkrechten Trogwänden (Abb. 2.35). Häufig finden sich an ihrem Austritt zum offenen Ozean seichte Schwellen. Anders als beispielsweise in Norwegen existieren zwischen den Fjorden jedoch zahlreiche Querverbindungen, die auf die Struktur eines jungen "ertrunkenen" Faltengebirges hinweisen. Aktuell senkt sich dieses Gebiet tektonisch bedingt ab, was sich auch anhand von ertrunkenen Wäldern dokumentieren lässt. Morphologisch betrachtet, handelt es sich bei den südlichen Anden um ein "alpinotypes, stark vergletschertes Hochgebirge im Meeresniveau" (ENDLICHER 1991a). Im Süden wird es durch transandine Kanäle durchschnitten, die tektonisch angelegt und glazial übertieft sind. KILIAN (2002, mdl. Mitteilg.) hat im Canal Gajardo unweit des Gran Campo Nevado Wassertiefen von bis zu 650 m gemessen.

Im Vergleich zu anderen Teilen der Anden fällt auf, dass die patagonischen Anden keine durchgehende Hauptkette haben, sondern aus zahlreichen einzelnen Massiven bestehen, die durch Quertäler und Pässe voneinander getrennt sind. Nur im Bereich des südlichen Inlandeises gibt es auf einer Länge von 400 km keinen niedrigen Übergang. Außerdem sind sie deutlich niedriger als die übrigen Teile der Anden: Mit einer Höhe von 4.058 m ü. d. M. ist der Monte San Valentin (47°S) die höchste Erhebung Patagoniens. Der höchste Punkt des SPI ist der Cerro Moreno mit 3.536 m ü. d. M., und mit 3.048 m ü. d. M. ist der Cerro Paine Grande nördlich von Puerto Natales (51°S) der südlichste Dreitausender Amerikas.



Abb. 2.35 Im fjordartigen Canal Garjardo südlich der Engstelle 'Angostura de los Tempanos' am Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero (Aufnahme: T. Sauter 2003).



Abb. 2.36 Gletscherschrammen an einem Rundhöcker, Península Muñoz Gamero (Aufnahme: T. Sauter 2003).

Südlich des SPI wird bis zur Magellanstraße nirgendwo mehr die 2.000-Meter-Marke erreicht, und die Anden sind in zahllose Inseln und Halbinseln aufgelöst. Dennoch ragen in diesem Bereich auch wenig hohe Berge in die Höhenzone mit dominanter Frostverwitterung ("Frostschuttzone") auf, was in rezenten, alpinotypen Formen (Grate, Spitzen, Schutthalden) resultiert. Unterhalb der Frostschuttzone bis zur Waldgrenze sind Solifluktion und Deflation wichtige formbildende Prozesse.

Bei Windexposition bilden sich häufig Steinpflaster, und nur im Lee, wo die feineren Korngrößenfraktionen nicht ausgeweht werden, können Solifluktionsformen (wie Frostmusterböden) entstehen. Tiefgründige Solifluktion wird in der fast vegetationsfreien



Abb. 2.37 Drumlinfeld am Südostufer der Seno Otway im Bereich der bei MERCER (1970) beschriebene 'glacial spillway', Februar 2000.

Periglazialstufe durch die große Zahl an Frostwechseln begünstigt. Sie ist jedoch nach Osten hin stärker ausgeprägt, da sich im humideren Westen häufig eine schützende Schneedecke ausbildet (GARLEFF 1977). Insgesamt dominiert jedoch der pleistozäne Formenreichtum deutlich das Landschaftsbild (Abb. 2.36) und aufgrund der hohen Niederschlagsmengen muss in den nichtvergletscherten Gebieten die fluviale Erosion rezent der wichtigste formbildende Prozess sein.

In die rund 300 m bis 1.000 m ü. d. M. gelegenen Tafelländer sind am Ostfuß der Anden eine Reihe großer Gebirgsrandseen eingelassen. Es handelt sich um glaziale Trogtäler bzw. Zungenbecken, deren Sohlen meist unter dem Meeresniveau liegen (Lago Buenos Aires, Lago Viedma, Lago Argentino). Weiter im Süden haben die Zungenbecken des Seno Skyring und Seno Otway nach Westen Anschluß an den Pazifik, und im äußersten Süden schließt sich eine Abfolge solcher Zungenbecken zur Magellanstraße zusammen, die Patagonien von Feuerland trennt. Besondere Beachtung haben dabei die glazialen und glaziofluvialen Ablagerungen am Nordufer der Magellanstraße gefunden (PRIETO 1998, PRIETO UND WINSLOW 1994). Der östliche Teil der Magellanstraße ist durch die beiden Engstellen Primera Angostura im Osten und Segunda Angostura im Westen gegliedert. Der Eislobus in der Magellanstraße während der letzten Kaltzeit formte die Endmoränenwälle, die heute die Segunda Angostura ausbilden (MERCER 1976, PRIETO AND WINSLOW 1994).

Als letzte Landschaftseinheit folgt schließlich das meist unter 300 m ü. d. M. gelegene ostpatagonische Tiefland, das von Formen aus der glazialen Serie (Endmoränenwälle, Grundmoränen, Drumlinfelder, fluvioglaziale Schotter und Sande) mehrerer Vereisungen überdeckt wird (Abb. 2.37). Im Bereich der Magellanstraße haben Permafrostprozesse während der letzten Kaltzeit unvergletscherte Gebiete bis hinab auf das heutige Meeresniveau überprägt (BENN UND CLAPPERTON 2000).

Eine glazialeustatische Hebung spielt angesichts der vergleichsweise geringmächtigen Vereisung eine geringere Rolle als etwa in Skandinavien. Die markanten Brandungsterrassen beispielsweise am Seno Skyring (Abb. 2.38) sind an glazialen Eisstauseen entstanden, als dem Schmelzwasser der Gletscher der Weg nach Westen noch durch Eis versperrt war (WEISCHET 1970). MERCER (1970) führt aus, dass der Canal Fitzroy, der den Seno Skyring mit dem Seno Otway verbindet von Nord nach Süd von 20 m Wassertiefe auf 30 m Wassertiefe absinkt (Abb. 2.39, Kap. 2.6). Dies bedeutet, dass er durch Abfluss des Wassers vom Seno Skyring zum Seno Otway in einer Zeit entstanden sein muss, als der



Abb. 2.38 Strandterrassen wahrscheinlich eines ehemaligen proglazialen Stausees am Nordufer des Seno Skyring, (Aufnahme: M. Glaser 1999).

Canal Jerónimo im Westen bereits eisfrei war und der Canal Garjado im Südwesten des Seno Skyring noch vom Eis blockiert war (Abb. 2.39). Die ältere fluvioglaziale Abflussbahn in Richtung Nordosten weist eine höhere Mindesthöhe auf. Die höhergelegenen Strandterrassen (Abb. 2.38) an den beiden Zungenbecken können vermutlich dieser früheren *glacial spillway* zugeordnet werden. Allerdings finden sich noch 6 m über dem heutigen Meeresspiegel Reste mariner Muscheln. Da es sich vor der Öffnung des Canal Jerónimo in den beiden Zungenbecken um Süßwasser gehandelt haben muss, ist hier von einer späteren Meerestransgression im Zuge eustatisch ansteigenden Meeresspiegels auszugehen, bevor isostatische oder neotektonische Bewegungen wieder zum relativen Absinken des Meeresspiegels führten (MERCER 1970).

2.6 Kurzer Abriss der Klima- und Vereisungsgeschichte im Süden Patagoniens

Die Erforschung der Vereisungsgeschichte Patagoniens geht nach ersten qualitativen Beschreibungen zu Beginn des 20. Jahrhunderts maßgeblich auf Arbeiten von CALDENIUS (1932) und AUER (1956) zurück. Ab 1970 ergeben sich durch neue Datierungstechniken (vgl. z. B. MERCER (1970)) große Fortschritte. Aktuelle Zusammenfassungen finden sich u. a. bei HEUSSER (1997) oder MCCULLOCH ET AL. (1997).

Die ältesten Spuren andiner Vorlandvergletscherung stammen aus dem Übergang zwischen Miozän und Pliozän und sind definitiv älter als 3,5 Mio Jahre (WENZENS 2000), vermutlich zwischen 4,6 und 7 Mio Jahre alt (SCHELLMANN 2003, RABASSA UND CLAPPERTON 1990). Mehrere, zum Teil über die Ausdehnung der Vereisung während des letzten Gletscherhöchststandes zum Ende der Weichselkaltzeit vor ca. 18.000 Jahren hinausreichende Vergletscherungen z. B. um 1,2 Mio Jahre und 1 Mio Jahre vor heute, sind an Moränenablagerungen nachgewiesen (CALDENIUS 1932, MERCER 1976). Die Jungmoränenkomplexe im südchilenischen Seengebiet bei Puerto Montt belegen Gletschervorstöße um 29.600 ^{14}C -Jahre, ca. 20.000 ^{14}C -Jahre und bis 13.500 ^{14}C -Jahre vor heute (HEINE 1999). HEUSSER ET AL. (1999) geben für die letzten beiden Vorstöße in dieser Region, abgeleitet aus Pollenspektren, Daten von 22.400 ^{14}C -Jahre und 14.800 ^{14}C -Jahre an. Ein früher Vorstoß im letzten Glazial um 70.000 Jahre vor heute kann dem nordamerikanischen 'Early Wisconsinian' zugeordnet werden (RABASSA UND CLAPPERTON 1990). Im Bereich der Magellanstrasse und des Seno Otway reicht das Maximum der Vereisung im Würmglazial bis zur östlichsten Engstelle, der 'Primera Angostura'. Am Seno Skyring reicht dieses Maximum ebenfalls weit über das heute mit Salzwasser erfüllte Becken des Seno Skyring nach Nordosten bis an den Ostrand der Laguna Blanca hinaus (HOLLIN UND SCHILLING 1981). Der Gletscherstand der 'Segunda Angostura' in der Magellanstraße nördlich von Punta Arenas und die Umgrenzung der Becken von Seno Otway und Seno Skyring entstammen bereits einem spätglazialen Stand älter als ca. 15.000 kalibrierte Jahre vor heute (siehe unten, MERCER 1970).

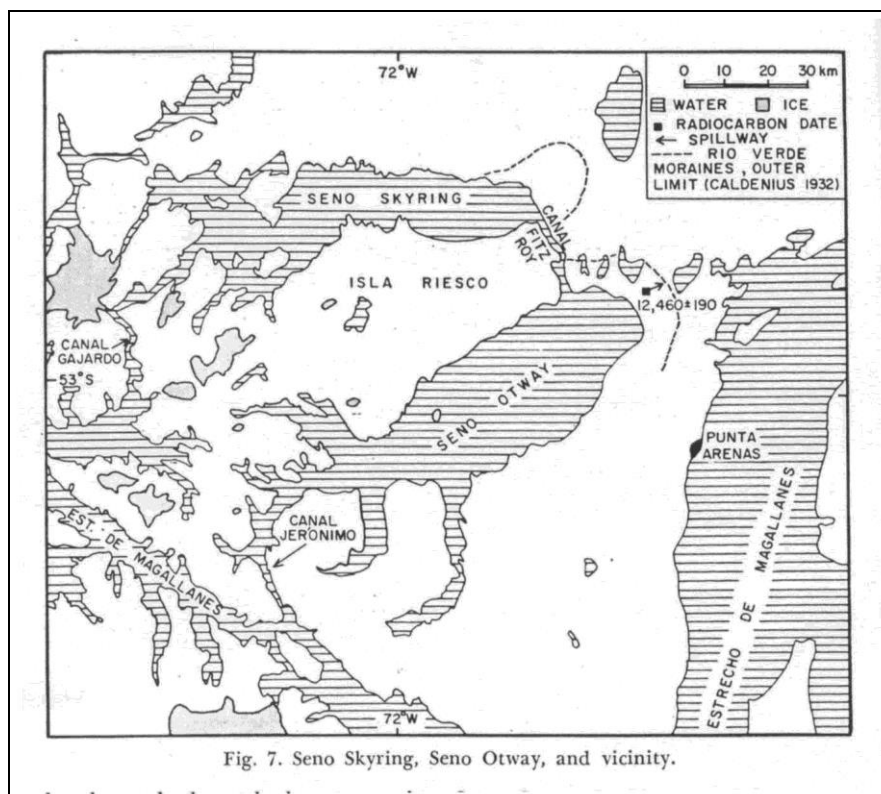


Abb. 2.39

Die Umgebung des Seno Skyring und des Seno Otway (aus: MERCER 1970).

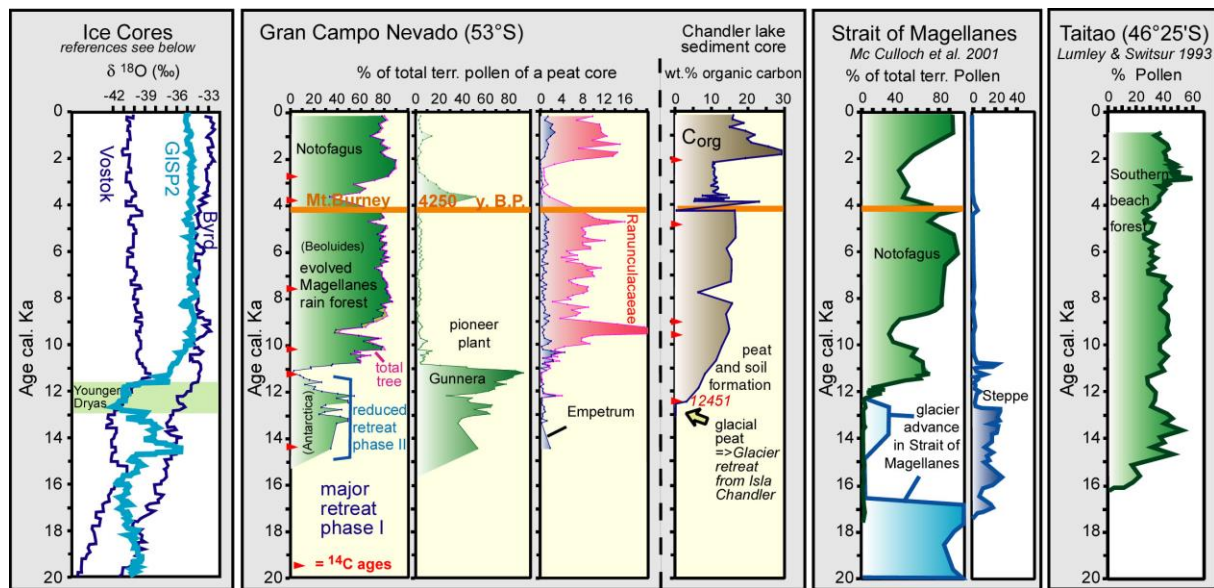


Abb. 2.40 Delta-¹⁸O-Entwicklung, in der Antarktis und Grönland im Vergleich zur Vegetationsentwicklung und dem Kohlenstoffgehalt in der Region des Gran Campo Nevado und der Waldentwicklung im Bereich der Magellanstraße und auf der Halbinsel Taitao (aus: KILIAN ET AL. 2003a).

Das Klima im Süden Patagoniens war während der Glaziale vermutlich trockener und kälter als heute. Die Ausdehnung des antarktischen Meereises, aber auch der andinen Gletscher, übertraf das heutige Maß bei weitem und der Meeresspiegel lag um einige Zehnermeter niedriger. Pollendiagramme zeigen, dass in Südwestpatagonien etwa südlich 45°S während der Vereisungen kein magellanisches Moorland, dafür aber eine auf trockene Bedingungen hindeutende Empetrum-Heide zu finden war (MARKGRAF 1991). Dagegen findet sich das Moorland weiter nördlich auf der Insel Chiloë. Aufgrund dieses Befundes geht man davon aus, dass sich die Zone der Westwinddrift mit ihrem Kern zwischen 42°S und 45°S und damit weiter im Norden als heute befand (MARKGRAF 1998). Eine um 5° nach Norden verlagerte Westwindzone ergibt sich auch aus Modellstudien zur Gletscherausdehnung der patagonischen Inlandvereisung zum letzten relativen Gletscherhöchststand vor Ende der letzten Kaltzeit vor 18.000 Jahren (HULTON ET AL. 1994). Nach IRIONDO (1999) betrug die nordwärtige Verlagerung der Westwindzone aufgrund der Ausdehnung der antarktischen Antizyklone während der letzten Kaltzeit 10 Breitengrade. WYRWOLL ET AL. (2000) dagegen leiten aus einem globalen Atmosphären-Klimamodell eine generelle Verschiebung der Westwindzone während des Maximums der letzten Kaltzeit in Richtung der Pole ab. Über Südamerika allerdings stellen sie eine Verschiebung des zonalen Maximums der Strömung in Richtung Äquator und eine Aufweitung der Westwindzone fest.

Für den heute semiariden, subtropischen Bereich des südlichen Chile nördlich 40°S vermutet HEUSSER (1991) eine Temperaturdepression von 6 K bis 7 K und eine Verdopplung des Niederschlages während der letztkaltzeitlichen Maximalvereisung zwischen 25.000 Jahren und 17.000 kalibrierten Jahren vor heute. HULTON ET AL. (2002) leiten aus einem Modell der südandinen Vereisung während der letzten Kaltzeit bei ähnlichen Windverhältnissen wie heute eine um 6 K niedrigere Mitteltemperatur ab. Einen Wert von 4 K bis 5 K für die Temperaturdepression der letzten Kaltzeit, abgeleitet aus Untersuchungen der Reste von Käferpopulationen, nennen ASHWORTH UND HOGANSON (1993) für den Bereich der Chilenischen Seen bei 40°S. Im Bereich der Magellanstraße weisen CLAPPERTON ET AL. (1995) mindestens 3 Vorstöße der Gletscherloben im jüngeren Teil der letzten Kaltzeit bei der Segunda Angostura nördlich von Punta Arenas nach. Ein weiterer Vorstoß fällt dort vermutlich in die Frühphase der letzten Kaltzeit und reicht bis zur Primera Angostura.

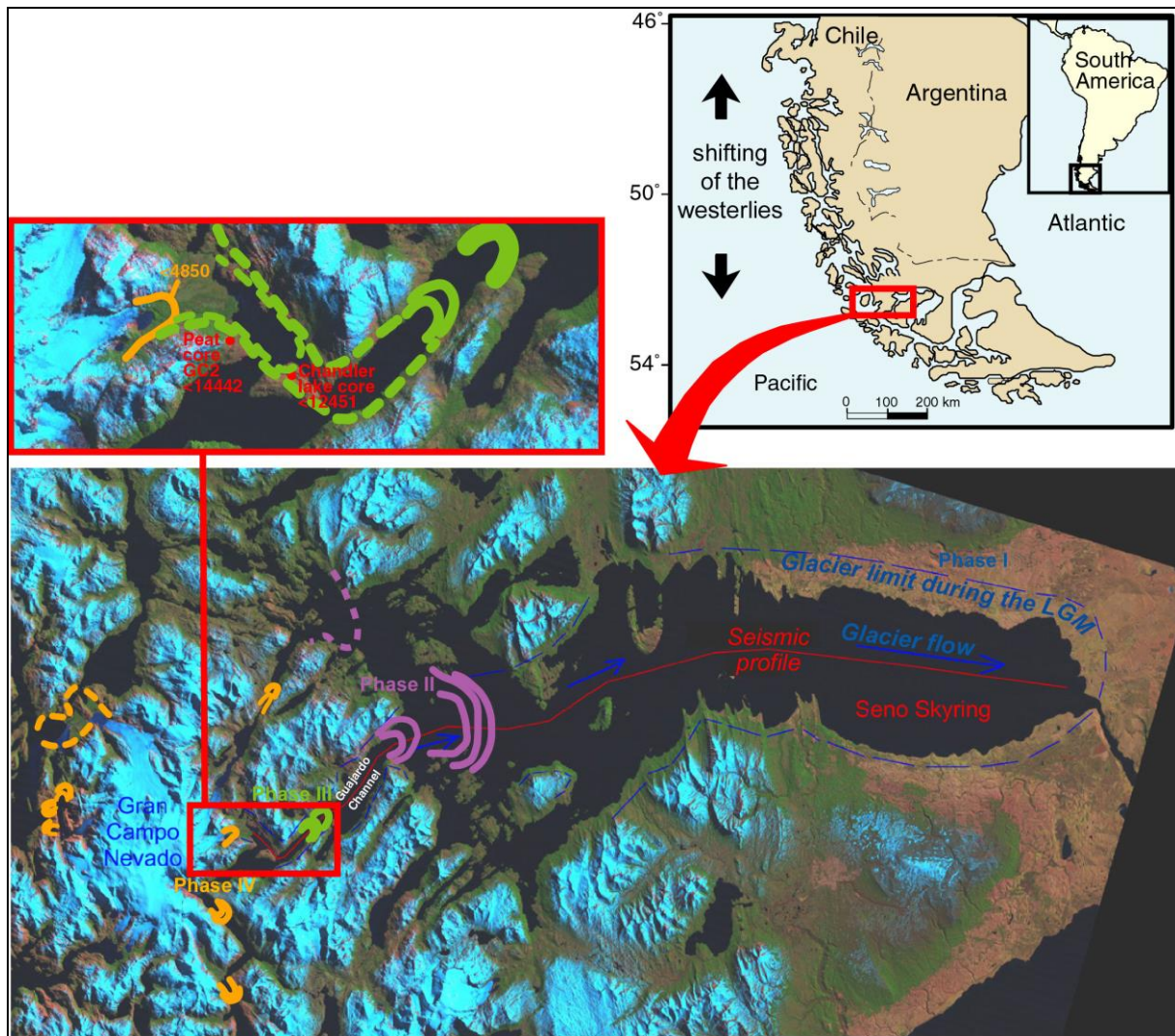


Abb. 2.41 Landsat TM 5 Satellitenbilddaufnahme von Gran Campo Nevado und Seno Skyring mit eingezeichneten Gletscher Rückzugsphasen (aus: KILIAN ET AL. 2003c). Die Angabe *Last Glacial Maximum (LGM)* in der Abbildung ist nicht korrekt, da dieser Stand zwar den Höchststand im jüngeren Weichsel markiert, für die gesamte Kaltzeit aber ein ausgedehnteres Stadium nachgewiesen ist; (weitere Erläuterung im Text).

Die erste starke Erwärmung zum Ende der letzten Kaltzeit ergibt sich aus Sedimentbohrkernen und Pollenanalysen für die Zeit von 17.500 bis 17.000 kalibrierte Jahre vor heute (MCCULLOCH ET AL. 2000). MERCER (1970) beschreibt, dass Seno Skyring und Seno Otway über eine fluvioglaziale Abflussbahn (*glacial spillway*) nach Nordosten zur Magellanstraße entwässerten solange die westseitigen Abflüsse beider Zungenbecken, der Canal Garjado im Südwesten des Seno Skyring und der Canal Jerónimo im Südwesten des Seno Otway noch durch Eismassen blockiert waren (Abb. 2.39). Da das Alter des Torfes, der auf den fluvioglazialen Sedimenten dieser Abflussbahn aufsetzt, von MERCER (1970) zu 12.500 C¹⁴-Jahren (ca. 14.700 kalibrierte Jahre) vor heute bestimmt wurde, bedeutet dies, dass zu diesem Zeitpunkt der Canal Jerónimo als gemeinsamer Abfluss von Seno Skyring und Seno Otway eisfrei geworden war. Die Verbindung zwischen Seno Skyring und Seno Otway bildet am östlichen Ende beider Zungenbecken der Canal Fitzroy (Abb. 2.39). Die Nähe des Canal Jerónimo zum Zentrum der Vergletscherung auf der Isla Riesco belegt, dass zu diesem Zeitpunkt die Gletscher sich schon weitgehend auf ihre rezente Ausdehnung zurückgezogen hatten.

Der Prozess des Eiszerfalles muss also rasch - innerhalb von ca. 3.000 Jahren - vonstatten gegangen sein. Dies steht im Einklang mit Ergebnissen der Modellierung des Eisdomes der

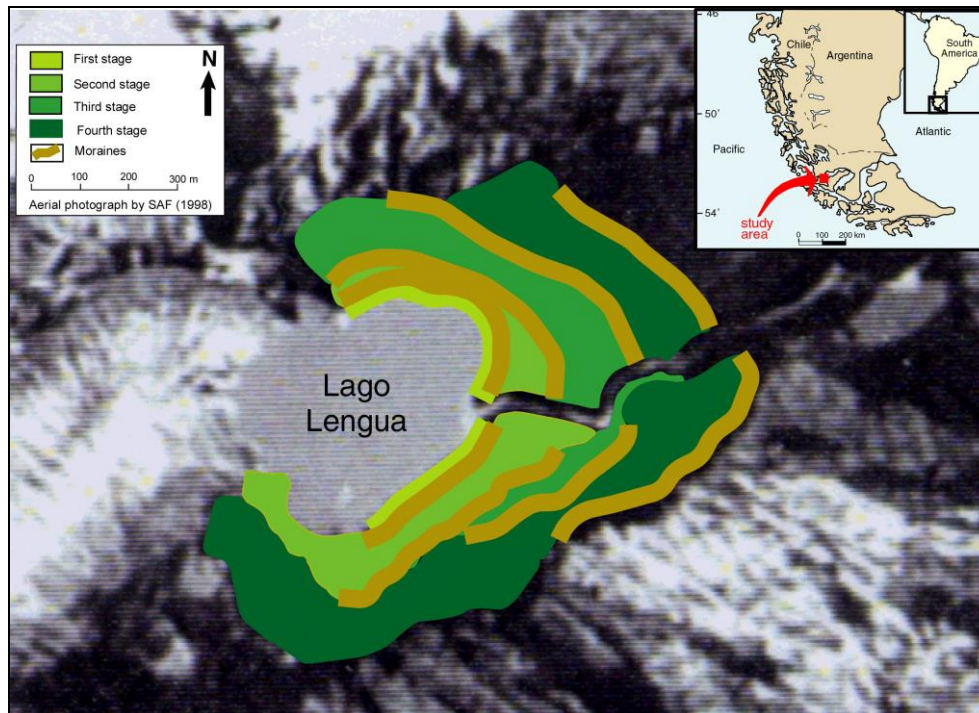


Abb. 2.42 Moränengürtel am Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado (aus: STICKLING ET AL. 2000).

letzten Kaltzeit, für dessen Zerfall auf 20% der Ausgangseismasse im Modell eine Zeitdauer von ca. 2000 Jahren errechnet wird (HULTON ET AL. 2002). Der Lobus des aus der Cordillera Darwin kommenden Magallanes Gletschers hatte sich bis 16.590 kalibrierte Jahre vor heute bereits um mehr als 100 km von den Endmoränen des maximalen Vereisungsstandes an der Secunda Angostura zu einer Position weit südlich von Punta Arenas zurückgezogen (PORTER ET AL. 1992). HEUSSER ET AL. (2000) nennen hierfür ein Alter von 14.455 ^{14}C -Jahre vor heute (16.300 kalibrierte Jahre vor heute). Dementsprechend sind die bei MARANGUNIC (1974) angegebenen Alter von zwischen Jüngerer Dryas und Präboreal für die Moränensysteme um den Seno Otway und um den Seno Skyring (bzw. Laguna Blanca) zu klein.

Zum Ende der letzten Kaltzeit fand mit ungefähr 1000 Jahren Verzögerung eine südwärtige Verlagerung der mittleren Lage der Westwindzone statt. Dies führte mutmaßlich zu einem starken Anstieg des Niederschlags in der Region um die Magellanstraße und könnte zu einem spätglazialen Stadal der Gletscher aus der Cordillera Darwin im Bereich der Magellanstraße um 15.350 bis 12.250 kalibrierte Jahre vor heute, also ungefähr 1000 Jahre vor der Jüngeren Dryas, geführt haben (MCCULLOCH et al. 2000). SUGDEN ET AL. 2000 weisen dies an datierten Strandterrassen eines Eisstausees mit höherem Wasserstand in der heutigen Magellanstraße bei Punta Arenas nach. Dieser bei MCCULLOCH UND BENTLEY (1998) als Stage E bezeichnete Vorstoß reichte von Süden bis zur Nordspitze der Isla Dawson in die Magellanstraße hinein. Anhand von Pollenspektren an der Magellanstraße vermuten MCCULLOCH UND DAVIES (2001), dass dieser Vorstoß eher auf eine Änderung des Feuchteangebots mit mehr Niederschlag im Westen und der Verstärkung des Regenschatteneffekts im Osten beruht als auf einer Temperaturdepression. Auch HEUSSER ET AL. (2000) belegen eine Verschiebung im Pollenspektrum zu feuchteliebenden Arten an Hand eines Pollenprofils von Puerto del Hambre ca. 50 km südlich von Punta Arenas um ca. 14.000 Jahre vor heute (12.500 ^{14}C -Jahre vor heute). Dies stützt die These einer Südwärtsverlagerung und Intensivierung der Westwindzone in dieser Phase. Die Gletscher der Isla Riesco und des Gran Campo Nevado stießen zu dieser Zeit nicht mehr in den Seno Otway bzw. den Seno Skyring vor (MCCULLOCH et al. 2000, KILIAN ET AL. 2003a, 2003c).

Der mit der südwärtigen Verlagerung der Westwindzone einhergehende letzte bedeutende Gletschervorstoß des Spätglazials könnte außerdem synchron zum sogenannten *Antarctic Cold Reversal* sein (MCCULLOCH et al. 2000). Auch die Auslassgletscher des SPI ca. 200 km weiter nördlich der Magellanstraße weisen einen spätglazialen Höchststand in dieser

Zeitspanne auf (WENZENS 2000). An der Südostseite des SPI weist MARDEN 1997 zwei bedeutende Vorstöße der Auslassgletscher des SPI (Glaciar Grey und Glaciar Tyndall) nach, die in den Zeitraum von 12.000 bis 9.000 ^{14}C -Jahre vor heute fallen. Auch MARDEN (1997) mutmaßt als wichtigen Prozess bei der Genese dieser beiden Gletschervorstöße eine Erhöhung des Niederschlages durch allmähliche südwärtsige Verlagerung der Westwindzone nach dem Maximum der letzten Kaltzeit.

Die genannten Vorstöße können aber auch temperaturbedingt sein: Erwärmungsphasen ab 13.000 C^{14} -Jahre und um 9.800 C^{14} -Jahre waren offensichtlich von einer Temperaturdepression von ca. 3 K zwischen 11.400 und 9.800 C^{14} -Jahre vor heute unterbrochen. Dies ergibt sich aus glazialmorphologischen und pollenanalytischen Untersuchungen im chilenischen Seengebiet bei 41°S (MORENO ET AL. 2001). HEUSSER ET AL. 1999 nennen ausgehend von den Verschiebungen in Pollenspektren aus dem selben Gebiet ebenfalls eine Abkühlung um 2 K bis 3 K, die sie auf den Zeitraum 12.000 ^{14}C -Jahre bis 10.000 ^{14}C -Jahre vor heute eingrenzen. Auch im Südosten Feuerlands lässt sich aus Pollenspektren und aus dem $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnis von Moosen in Mooren eine kühlere Phase zwischen 15.000 und 11.000 kalibrierten Jahren vor heute erkennen (PENDALL ET AL. 2001). Dies weist darauf hin, dass die Phase mit Gletschervorstößen in der Region Magallanes ab ca. 15.000 kalibrierte Jahre vor heute nicht nur aufgrund der südwärtsigen Verlagerung der Westwindzone sondern auch auf eine allgemeine Klimaverschlechterung zurückzuführen ist. Auch der Vergleich von HEUSSER (1993) von Pollenspektren aus dem chilenischen Seengebiet bei 40°S und aus Feuerland bei 55°S zeigt eine ungefähre Übereinstimmung der großen Klimaphasen des Spätglazials im Süden Chiles.

Eine allgemeine Klimaverschlechterung zur Zeit der Jüngeren Dryas kann in Patagonien bisher nicht nachgewiesen werden (MARKGRAF 1991, MARGRAF ET AL. 1992, HEINE 1999). MARGRAF (1993a) weist darauf hin, dass die Verschiebung im Pollenspektrum an einigen Standorten in Patagonien und auf Feuerland, die zur Zeit der Jüngeren Dryas eine Klimaverschlechterung andeuten, auch auf das verstärkte Auftreten von Feuern und der damit verbundenen Veränderung der Zusammensetzung des Waldes bei der Einwanderung der Indianer aus Norden zurückzuführen sein könnten (HEUSSER 1997). Tatsächlich lassen sich in den Pollenspektren aus Seekernen im Bereich der Kanal- und Inselzone im Westen bei 45°S keine Anzeichen auf eine Abkühlung während der Jüngeren Dryas finden (BENNETT ET AL. 2000). Auch die oben erwähnte Ausprägung von Käferpopulationen in der Region de los Lagos (HOGANSON UND ASHWORTH 1992) ergeben keinen Hinweis auf eine Klimaverschlechterung zur Zeit der Jüngeren Dryas. Pollenspektren aus der Region des Beaglekanal im Süden Feuerlands wiederum deuten auf eine Abkühlung ungefähr zur Zeit der Jüngeren Dryas hin (HEUSSER UND RABASSA 1987, HEUSSER 1998).

Eine weitere starke Erwärmung setzt um ca. 11.500 kalibrierte Jahre vor heute ein (MCCULLOCH et al. 2000). Ab 10.200 kalibrierte Jahre vor heute breitet sich bei 53°S der magellanische Regenwald im Bereich der Täler in der Cordillere aus (FESQ-MARTIN 2003). An der Magallanstraße bei Puerto del Hambre finden HEUSSER ET AL. (2000) Nothofaguspollen in größerer Anzahl ab ca. 12.000 kalibrierte Jahre vor heute. Die anschließende möglicherweise mehrere Tausend Jahre andauernde Klimaperiode kann als das holozäne Klimaoptimum (MERCER 1970) vor der Phase erneuter Gletschervorstöße in den letzten 5000 Jahre angesehen werden. IRIONDO (1999) vermutet aufgrund einer abgeschwächten antarktischen Antizyklone eine etwas nach Süden verlagerte Westwindzone zur Zeit des Klimaoptimums. JENNY ET AL. (2002) bestätigen den Befund mit der zeitlichen Einordnung dieser Phase auf 9500 bis 5700 kalibrierte Jahre vor heute, führen dies aber auf verstärkte Blockierung durch eine intensivierte, subtropisch-randtropische Hochdruckzelle im Südpazifik und eine gering ausgeprägte El-Niño-Schwankung zurück. Als Hinweis dienen ihnen Seesedimente bei 34°S, die auf den Eintrag klastischen Materials und auf das Pollenspektrum hin untersucht wurden.

Vor rund 6.000 Jahren kam es im Holozän zu einer Verstärkung der jahreszeitlichen Schwankung der Einstrahlung und damit zu einer stärkeren jahreszeitlichen Verlagerung der

Westwinddrift (MARKGRAF 1991, 1998). MARGRAF (1993b) schließt dies aus Pollenspektren, die aus Seesedimenten und Torfbohrkernen auf der Leeseite der Isla Grande de Tierra del Fuego (Feuerland) gewonnen wurden. Nach MERCER (1982) gab es seither drei markante Phasen mit Gletschervorstößen zwischen 4.500 und 4.000 ^{14}C -Jahren, zwischen 2.700 und 2.000 ^{14}C -Jahren und in den letzten Jahrhunderten. PORTER (2000) nennt für den ersten neoglazialen Gletschervorstoß eine Zeitspanne von 5400 bis 4900 kalibrierte Jahre vor heute. WENZENS (1999) fasst den Forschungsstand bezüglich der holozänen Gletscherhöchststände im Bereich des SPI zusammen und weist anhand der Ablagerungen der Auslassgletscher östlich der Anden mehrere Gletschervorstöße sowohl ungefähr zur Zeit der Jüngeren Dryas als auch im späteren Holozän nach. Für die letzten beiden Hochphasen gibt er den Zeitraum 700 bis 1000 n. Chr. und 1600 bis 1850 n. Chr. an. Auch nach CLAPPERTON UND SUGDEN (1988) sind die wichtigsten holozänen Gletschervorstöße in den Zeitabschnitten 5000 bis 4000 vor heute, 3000 bis 2000 Jahre vor heute, 1300 bis 1000 Jahre vor heute und vom 15. bis zum 19. Jahrhundert, also allesamt in den letzten 5000 Jahren, erfolgt. Drei weniger bedeutende Vorstöße im Zeitraum zwischen 8400 und 6300 Jahre werden von diesen Autoren ebenfalls genannt.

In weitgehender Übereinstimmung mit den bisher genannten Befunden wird von LAMY ET AL. (1999, 2000) ein Sedimentbohrkern vom Abhang des Kontinentalschelfes an der Westküste Südamerikas bei 33°S dahingehend interpretiert, dass unterschiedliche Sedimentationsraten und geochemische Zusammensetzung auf aridere bzw. humidere Klimabedingungen mit entsprechend südwärts bzw. nordwärts verschobener Westwindzone zurückzuführen sind. Daraus ergibt sich folgendes Bild:

- ◆ Wesentlich humidere Bedingungen als heute herrschten ab 28.000 bis 26.000 kalibrierte Jahre vor heute. Dies steht in Übereinstimmung mit der Ausbildung entsprechender Moränen im chilenischen Seengebiet bei 40°S.
- ◆ Nach einer etwas trockeneren Phase bis 22.000 kalibrierte Jahre vor heute herrschten bis 18.000 kalibrierte Jahre vor heute wieder sehr feuchte Bedingungen. Dieser Zeitraum entspricht dem letzten Maximalstand der letzten Kaltzeit.
- ◆ Zwischen 18.000 und 8.000 kalibrierte Jahre vor heute stellen sich nach und nach trockenere Bedingungen ein, was in Übereinstimmung mit den Rückzugsphasen der Gletscher im südlichen Südamerika ist.
- ◆ Das holozäne Klimaoptimum mit besonders trockenen Bedingungen wird von LAMY ET AL. (1999) für zwischen 8.000 und 4.000 kalibrierten Jahren angegeben. Diese Phase wird bei den weiter oben zitierten Autoren ca. 2.000 Jahre früher angesetzt.
- ◆ Auch die leichte Klimaverschlechterung der letzten wenigen Jahrtausende - nachgewiesen an Hand der glazialmorphologischen und palynologischen Befunde (siehe oben) - ergibt sich aus der Interpretation von LAMY ET AL. (1999) in Form einer geringfügigen Verschiebung zu humideren Klimabedingungen.

Diesen Veränderungen scheint eine zyklische Schwankung der südlichen Position der Westwindzone von 900 bzw. 1500 Jahren Periodizität überlagert zu sein, die LAMY ET AL. (2001) auf eine Variabilität in der tropischen Zirkulation, möglicherweise im Zusammenhang mit der El-Niño-Schwankung, zurückführen.

Auch an der Entwicklung von Paläoböden zwischen 27°S und 33°S in Norden Chiles lässt sich eine Zunahme der Feuchtigkeit Zufuhr - vielleicht aufgrund einer nordwärtigen Verschiebung der Westwindzone - ab 5000 Jahre vor heute ableiten (VEIT 1996). Der hier dargestellte Zusammenhang beweist nicht, dass Klimaschwankungen der letzten 30.000 Jahre auf eine Verschiebung der Westwindzone zurückzuführen wären. Vielmehr scheint die südliche Position der Westwindzone eine Funktion der Ausprägung des südhemisphärischen subtropisch-randtropischen Hochdruckgebietes und damit der südhemisphärischen Temperatur und des meridionalen Temperaturgradienten zu sein (siehe auch Kap. 2.2). Die

Verschiebung der Westwindzone muss aber aufgrund der damit einhergehenden Niederschläge - abhängig von der Breitenlage - zusätzliche Effekte auf das glaziale Regime haben (CAVIEDES 1990).

Aufgrund datierter Reste eines mit fluvioglazialen Schottern überlagerten Waldes (4850 kalibrierte Jahre vor heute) talauswärts des Auslassgletschers Glaciar Lengua am Gran Campo Nevado kann darauf geschlossen werden, dass in den letzten 5.000 Jahren die Gletscher sich nicht mehr wesentlich über ihre Grenzen während der sogenannten kleinen Eiszeit hinaus bewegt haben (KILIAN ET AL. 2003a,c). Eine zusammenfassende Darstellung der Vegetations-, Klima- und Gletschergeschichte in der Region Magallanes im Spätglazial am Beispiel des Seno Skring und des Gran Campo Nevado ergibt sich aus Abb. 2.40 und Abb. 2.41, jeweils aus KILIAN ET AL. (2003a, c) entnommen.

Die jüngere Klimaentwicklung seit etwa 1.600 v. Chr. lässt sich anhand von dendrochronologischen Daten mit hoher zeitlicher Auflösung rekonstruieren. Demnach lässt sich auch für das südliche Südamerika eine ausgeprägte Wärmephase für etwa 1080 bis 1250 n. Chr. annehmen, die dem mittelalterlichen Wärmeoptimum in Mitteleuropa entspricht, sowie eine ausgeprägte kältere Phase, verbunden mit höheren Sommerniederschlägen, für die Zeit von etwa 1270 bis 1660 n. Chr. (MARKGRAF 1998). KOCH ET AL. (2000), STICKLING ET AL. (2000) und KOCH UND KILIAN (2001, eingereicht 2003) bestimmten Mindestalter von neuzeitlichen Moränengürteln an zwei Gletschern des Gran Campo Nevado - Glaciar Lengua und Glaciar Galería - mit dendroökologischen und vegetationsgeographischen Methoden. Dabei wurden Gletscherhöchststände vor 1500 n. Chr. und jeweils um ungefähr 1630, 1880, 1910 und 1940 n. Chr. kartiert. Die Rekonstruktion der Lufttemperatur in den südlichen patagonischen Anden von VILLALBA ET AL. (2003a) deutet auf Temperaturdepressionen um 1630 bis 1650, 1740, 1820 und 1860 hin. Insgesamt ist nach VILLALBA ET AL. (2003a) der Zeitraum zwischen 1640 und 1900 um ca. 0,86 K kälter als das 20. Jahrhundert. Ausgedehnte Moränen aus der sogenannten 'Kleine Eiszeit' sind generell also zu erwarten.

Luftbildauswertungen zum Gletscherrückzug in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (siehe Kap. 7) deuten darauf hin, dass der letzte Gletscherhöchststand bereits kurz vor 1940 erreicht worden war. Aufgrund der unklaren Zeitspanne zwischen dem Zurückweichen des Eises von der Moräne und der Keimung der ersten Baumschößlinge ist es möglich, dass die bei KOCH UND KILIAN (2003) bzw. STICKLING ET AL. (2000) angegebenen Alter der Moränen des 20. Jahrhunderts eine Ungenauigkeit von bis zu 20 Jahren aufweisen. Für die älteren Moränen ist diese Ungenauigkeit eher noch größer.

Auch an den nördlicher liegenden Inlandeisen SPI und NPI lassen sich Maximalstände der Gletscherzungen aufgrund datierbarer Endmoränen feststellen (WENZENS 1999). Am NPI geben HARRISON UND WINCHESTER (2000) als Alter für die Maximalstände der sogenannten Kleinen Eiszeit 1850 bis 1880 an. In Übereinstimmung mit den Befunden am Gran Campo Nevado (siehe Kap. 7) stellen sie wachsende Rückzugsraten seit ca. 1940 fest.

KUYLENSTIERNA ET AL. (1996) geben für einen Auslassgletscher der Eiskappe in der Cordillera Darwin auf Feuerland spätholozäne Gletscherhöchststände von vor 3.060 ¹⁴C-Jahren und von vor 940 ¹⁴C-Jahren an. Bereits 250 ¹⁴C-Jahre vor heute war die Gletscherzunge demnach bereits bis zu ihrer heutigen Position zurückgewichen. Eine Luftbildauswertung von Aufnahmen aus den Jahren 1943, 1984 und 1993 belegt, dass in der Cordillera Darwin südlich und westlich exponierte Gletscher kaum Veränderungen an der Gletscherzunge aufweisen, während nördlich und östlich exponierte Gletscher einen geringen Rückzug der Gletscherzungen erkennen lassen (HOLMLUND UND FUENZALIDA 1995). Dies weist drauf hin, dass kein der sogenannten kleine Eiszeit zuzuordnender Höchststand und keine ausgeprägte Rückzugsphase in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts in der Cordillera Darwin zu erkennen ist. Der Unterschied in der Gletschergeschichte der Cordillera Darwin zu den Gletschern nördlich der Magellanstraße und der Auslassgletschern von SPI und NPI (vgl. Kap. 2.4) ist möglicherweise dadurch bedingt, dass regionale Unterschiede der Ausprägung der atmosphärischen Zirkulationsmuster und der Anordnung des

Andenorogens zu regional sehr unterschiedlichen Gletscher-Klima-Wechselwirkungen führen. Zu bedenken sind außerdem die möglicherweise sehr unterschiedlichen Reaktionszeiten der Gletscherzungen auf ein Klimasignal je nach Größe und spezifischem Massenumsatz der einzelnen Gletscher verursacht durch hohe Humidität bzw. Maritimität des Klimas.

2.7 Vegetationszonierung und Böden

Die Zonierung der Vegetation verläuft, von Höhengrenzen abgesehen, entsprechend dem zonal gerichteten Niederschlagsgradienten meridional. Allgemein sind die Florenregionen Patagoniens durch extreme ökologische Bedingungen geprägt - extreme Nässe im Westen, Trockenheit im Osten und hohe Windgeschwindigkeiten in allen Bereichen - so dass kaum Elemente aus anderen Florenregionen vorkommen. SCHMITHÜSEN (1955) spricht deswegen von "ausschließenden Grenzen". SCHMITHÜSEN (1957), HOLDGATE (1961), MOORE (1983) unterscheiden im Einzelnen vier Phytozonen (Abb. 2.43):

1. Das magellanische Moorland (Archipelzone der westpatagonischen Luvseite)
2. Der immergrüne subantarktische Regenwald (Gebiete im Lee der Inseln und transandine Kanalzone im Bereich der Hauptkordillere)
3. Der sommergrüne subantarktische Wald (Übergangszone im Lee der Kordillere)
4. Die ostpatagonische Steppe

Eine detailliertere Gliederung, die auch Variationen nach Breitenlage einschließt legt PISANO (1989, 1991) vor. Er unterscheidet für das südlichste Chile präandine (entspricht 1.) und dabei sehr niederschlagsreiche Standorte, transandine Standorte (entspricht 2.), subaride Standorte (entspricht 3.), meridionale Standorte mit eher zonal verlaufenden Klima- und Vegetationseinheiten auf Feuerland und subantarktische Standorte auf der Insel Diego Ramirez südlich von Feuerland in der Drakestraße. Die einzelnen Pflanzengesellschaften werden in ihrer botanischen Zusammensetzung bei PISANO (1994) beschrieben.

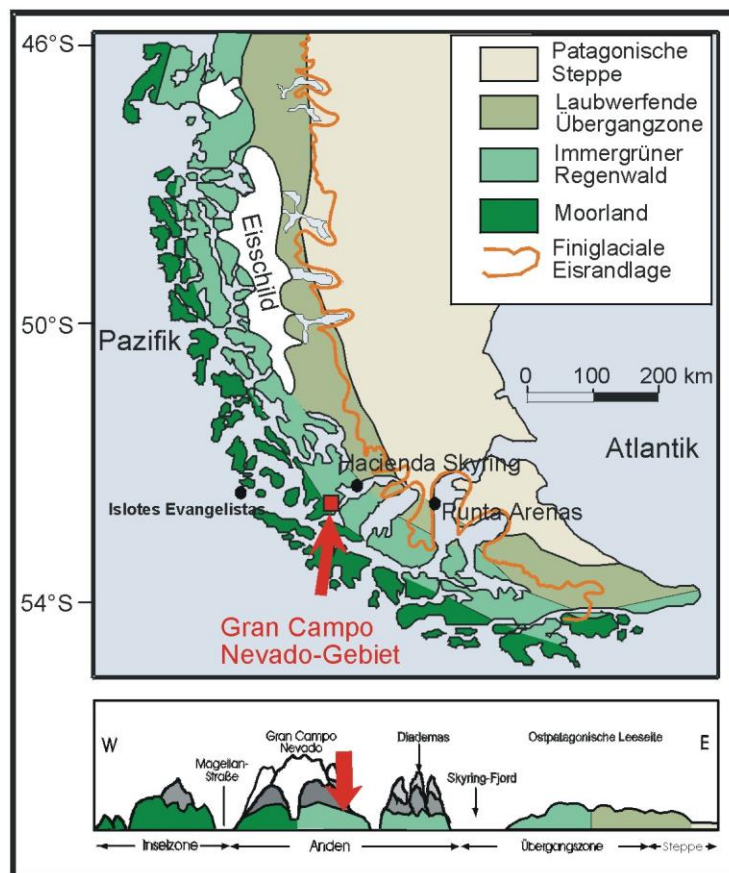


Abb. 2.43 Übersichtskarte des südlichen Südamerikas mit der Lage des Untersuchungsgebietes, den wichtigsten Vegetationsformen sowie der maximalen Eisrandlage der letzten Kaltzeit (verändert nach: SCHMITHÜSEN, 1957).



Abb. 2.44 Magellanisches Moorland (Niedermoor) verzahnt mit immergrünem Regenwald (links hinten) und *Nothofagus Antarctica* Pioniergehölzen, Punto de Bahamondes, 53°S.

2.7.1 Magellanisches Moorland

Im Bereich der im Luv der Anden gelegenen Inseln Westpatagoniens stocken auf anmoorigen Böden die hochhygrophytischen Gesellschaften des *magellanischen Moorlandes* (Abb. 2.44). Weite Flächen werden von Niedermooren über Staunässe eingenommen. In etwas windgeschützteren Lagen finden sich auch ombrogene Hochmoore mit *Sphagnum magellanicum*. Entsprechende Torfbildungen herrschen hier neben den Lithosolen der vegetationslosen Kuppen vor. Auffallend ist die ausgesprochene *Baumfeindlichkeit* der Westküste, die ein Resultat von subantarktischer Kühle und Windwirkung ist (WEISCHET 1996). Bei einem Jahresniederschlag von mehr als 4.000 mm und Windexposition ist kein Baumwuchs mehr möglich (SCHELLMANN 1998). An geschützten nicht staunassen Stellen finden sich kleinere Bestände des immergrünen Regenwaldes (siehe unten). Eine detaillierte Beschreibung einzelner Pflanzengesellschaften dieser Zone findet sich bei PISANO UND VENEGAS (1983).

2.7.2 Immergrüner subantarktischer Regenwald

Im Lee der Inseln und in der transandinen Kanalzone sind die Windgeschwindigkeiten allgemein geringer (Kap. 2.2.5), so dass auf meist podsoligen und anmoorigen Böden ein hochhygrophytischer Regenwald gedeihen kann. Bei schlechterer Drainage entwickeln sich Gley-Podsole mit Staunässebildung und darauf aufwachsenden Sphagnummooren.

Der immergrüne patagonische Regenwald wird von SCHMITHÜSEN (1955) von Nord nach Süd in drei Bereiche unterteilt: den Valdivianischen Regenwald (38°S bis 43°S) mit extrem hoher Artenvielfalt und Biomasseproduktion, den nordpatagonischen Regenwald (43°S bis 47°S) und schließlich südlich von 47°S den immergrünen subantarktischen Regenwald. Letzterer unterscheidet sich von den weiter nördlich wachsenden Waldgesellschaften durch die Abwesenheit von Lianen und Bambusunterwuchs, sowie durch eine relativ artenarme Baumschicht. Im Lee der ersten Bergketten kommt es nachts zu größerer Luftruhe. Dies äußert sich in einem Rückgang der Tagesminima, höheren Tagesschwankungen und niedrigeren Durchschnittstemperaturen. Dennoch sind Fröste auf Meereshöhe auch hier selten, so dass teilweise extrem frostempfindliche Arten vorkommen (OBERDORFER 1960). Im Regenwald leben sogar Kolibris, da ganzjährig genügend Blüten vorhanden sind. Die wichtigsten Baumarten sind *Nothofagus betuloides*, *Pilgerodendron uviferum* und *Drymis winteri* (Abb. 2.45). Individuen der langsam wachsende Baumart *N. betuloides* erreichen hohe Alter von bis zu 2000 Jahren (YOUNG 1972). Gelegentlich tritt *Embothrium coccineum* und *Maytenus magellanica* auf (MOORE 1983). In der Krautschicht, die aufgrund des hohen



Abb. 2.45 Immergrüner subantarktischer Regenwald mit der Südbuche *Nothofagus Betuloides* bei 53°S (Aufnahme T. Sauter 2003).

Bewölkungsgrades und geringer Einstrahlung im Klimaxstadium schwach ausgeprägt ist, ist *Gunnera magellanica* die wichtigste (Pionier)-Art. Typisch ist der starke Epiphytenbesatz der Baumstämme. Bei schlechter Drainage ist kein Baumwuchs möglich, so dass im Regenwald Inseln magellanischen Moorlandes vorkommen, die scharf vom Wald abgegrenzt sind (STICKLING 2002).

Ab einer Höhe von rund 300 m ü. d. M. ist das Frostrisiko für immergrüne Arten zu hoch. An ihre Stelle tritt ein sommergrüner Wald mit *Nothofagus pumilio* und *N. antarctica*. Die Baumgrenze liegt auf ca. 400 m bis 450 m, die Vegetationsgrenze nur 100 m bis 200 m höher. Das daraus resultierende Fehlen der Mattenzone ist ein ganz wesentliches Charakteristikum der hochozeanischen Mittelbreiten der Südhalbkugel, ebenso wie das weitgehende Fehlen von Nadelhölzern im temperierten Regenwald. *Nothofagus antarctica* kommt als aufrechter Baum und als Krüppelform an windreichen Standorten nahe der Baumgrenzen vor (FREDERIKSEN 1988). Der Übergang zum sommergrünen Südbuchenwald im Osten bei geringeren Niederschlägen ist graduell. Der Übergangsbereich wird auch als "Bosque Magallánico Mixto" (PISANO 1981), als "evergreen transitional forest" (YOUNG 1972) oder einfach als Ökoton (Übergangsbereich) zwischen beiden angrenzenden Zonen (MOORE 1983, PISANO 1997) bezeichnet (STICKLING 2002).

2.7.3 Sommergrüner subantarktischer Regenwald

Im Lee der Kordillere nehmen die Niederschläge innerhalb weniger Kilometer stark ab. In dieser Übergangszone findet sich auf Podsolen und grauen, sauren Waldböden, meist über Geschiebe, der sommergrüne subantarktische Wald. SCHMITHÜSEN (1955) unterteilt ihn in zwei Zonen, je Dominanz von *Nothofagus antarctica* (trockener) oder *N. pumilio* (feuchter). *N. antarctica* bildet die Trockengrenze des Waldes im Osten. Als Grenzwert können ca. 400 mm Jahresniederschlag gelten. Diese Grenze ist wegen der sehr verschiedenen ökologischen Bedingungen stark trennend. Steppe und Wald haben kaum gemeinsame Glieder (SCHMITHÜSEN 1955). Der Übergang vom hygromorphen Regenwald bis zur Xerophyten-Steppe Ostpatagoniens erfolgt extrem schnell. Bei Puerto Natales beträgt die Distanz nur 25 km. Auf der selben Distanz steigen nach Osten hin die Schneegrenze um 400 m und die Waldgrenze um 600 m an (WEISCHET 1970). In einer ausgesprochenen klimatischen Gunstzone gelegen, unterliegt der sommergrüne Wald einem starken Rodungsdruck und ist bis auf Reste auf höheren Erhebungen fast vollkommen verschwunden.



Abb. 2.46 Ostpatagonische Strauchsteppe an der Straße Punta Arenas nach Puerto Natales ungefähr bei 52°S.

2.7.4 Ostpatagonische Steppe

Als letzte wichtige Einheit folgt die baumlose ostpatagonische Steppe und Halbwüste (Abb. 2.46). Auf Wiesen-Planosolen mit einem Ton-Humus-Horizont über einer harten undurchlässigen Tonschicht wachsen xeromorphe Sträucher wie *Chiliodendron diffusum*, *Empetrum rubrum* und *Berberis buxifolia* (Calafate). In Senken und in Küstennähe entwickeln sich aufgrund hoher Verdunstung oder aufsteigendem, teils stark salzhaltigem Grundwasser alkalische Solontschaks mit einem pH-Wert bis 8,5.

Als Übergangsform zur kaum nutzbaren Strauchsteppe Ostpatagoniens findet sich bei Niederschlägen über 300 mm und einer Schneebedeckung von 2 bis 3 Monaten in entsprechenden Höhen das Tussock-Grasland (*Festuca gracillima*). Diese kleinen Bereiche in Andennähe sind Gunstzonen für die Viehwirtschaft (SCHELLMANN 1998). Dort ist sogar Rinderhaltung möglich. Ehemals an Gunststandorten dieser Zone südlich 52°S stockender immergrüner Wald mit den Arten *Maytenus magellanica* und *Drimys winteri* ist im Zuge der Besiedlung durch Europäer spätestens im 19. Jahrhundert durch Holznutzung und Beweidung ausgerottet worden (PISANO 1978).

2.8 Wirtschaften des Menschen und Besiedlung

"South of 47°S, where rain occurs almost every day, and winds never stop blowing, agriculture is practically impossible." (MILLER 1976, S. 128)

Spuren indianischer Besiedlung in Patagonien und auf Feuerland reichen bis 11.000 Jahre vor heute zurück (BORRERO UND MCEWAN 1997). Artefakte und Siedlungsplätze weisen auf Jäger- und Sammlerkulturen hin, deren Jagdbeute aus Landgroßtiere und im Bereich der Kanal- und Inselzone auch aus Meeressäugern bestand (MENA 1997). Die wichtigsten Ethnien zur Zeit des ersten Kontaktes mit Europäern im 16. Jahrhundert im Bereich der Magellanstraße waren die Aónikenk oder Southern Tehuelche (Südostpatagonien), Selk'Nam oder Ona (Isla Grande de Tierra del Fuego), Haush oder Mannekenk (Südostfeuerland), Yámana oder Yahgan (Isla Hoste) und Kawéskar oder Alakaluf (Südwestpatagonien) (BORRERO 1997).

Die Kolonialisierung Patagoniens und wirtschaftliche Inwertsetzung durch Einwanderer aus Europa ist erst in jüngster Zeit erfolgt. Zwar wurde die Magellanstraße bereits 1520 von Hernan do Magallanes entdeckt, doch blieb das gesamte Gebiet Patagoniens von Europäern dreieinhalb Jahrhunderte lang praktisch unberührt. Schuld daran waren die periphere Lage sowie das unwirtliche Klima. Diese beiden Faktoren prägen auch heute noch in entscheidendem Maße das Leben in dieser nicht zu Unrecht als *fin del mundo* bezeichneten Region.

Zwar hat es seit 1520 immer wieder Versuche gegeben, befestigte Stützpunkte zu errichten, doch mussten diese stets nach kurzer Zeit wieder aufgegeben werden. Erst 1779 wurde mit der von Robbenschlägern und Walfängern errichteten Station Carmen de Patagones die heute älteste Siedlung Patagoniens gegründet. Mit dem Aufkommen der Dampfschiffahrt im 19. Jahrhundert wurde die Magellanstraße strategisch wichtig, was sich in der britischen Besetzung der Islas Malvinas (Falkland Islands) 1833 und der Errichtung der ersten strategischen Niederlassung der Chilenen an der Magellanstraße 50 km südlich von Punta Arenas, Fuerte Bulnes, 1843 äußerte. 1849 folgte die Gründung von Punta Arenas als Strafkolonie. Ab 1867 vergab die Regierung Land an Kolonisten, zunächst mit wenig Erfolg. Erst als 1878 die ersten Schafe von den Falkland-Inseln eingeführt wurden, kam es zum wirtschaftlichen Durchbruch. Das ansonsten für jede Form von Landwirtschaft vollkommen ungeeignete patagonische Klima bietet für die genügsamen Tiere die Möglichkeit ganzjährigen Weidegangs ohne Futtervorratshaltung. Bis heute scheint die *Schafszucht* als die einzig sinnvolle Inwertsetzung der patagonischen Steppe und Halbwüste. Von Punta Arenas breitete sich die Schafszucht schnell nach Norden aus und prägt heute über 16 Breitengrade hinweg die Kulturlandschaft. Die Strategie der chilenischen Regierung war es zunächst, Nutzungsrechte an kapitalkräftige Gesellschaften (v.a. englische Schaffarmer) zu vergeben unter der Auflage, Straßen zu bauen und Kolonisten anzusiedeln. Teilweise fand aber auch "wilde" Landnahme, v.a. durch Chilenen z. B. aus dem überbevölkerten Chiloé, statt (SCHELLMANN 1998). Innerhalb weniger Jahre wurde fast alles Land vergeben, ein Drittel davon an Engländer und Schotten, sowie Waliser in Argentinien. Goldfunde an der Magellanstraße trugen ebenfalls zu der von Hoffnung auf schnellen Profit geprägten "Gründeratmosphäre" bei. Ab 1901 wurde in Chile das vorher nur verpachtete Land verkauft. Dabei entstand die Sociedad Explotadora de Tierra del Fuego, die 3 Mio. ha Land erwarb. Dies war noch deutlich mehr als die Familien von José Menéndez und Sarah Brown besaßen (je ca. 0,4 Mio. ha), deren Spuren man noch heute in Punta Arenas vielerorts begegnet. Trotz einer Landreform sind im chilenischen Teil Patagoniens bis heute nur wenige Farmen in Familieneigentum (WEISCHET 1970). In Argentinien, wo die Regierung eine andere Politik verfolgte, überwiegen dagegen mittelgroße Familienbetriebe (LISS 1979). Um 1930 war die Landnahme in ganz Patagonien abgeschlossen. Ein unrühmliches Kapitel ist die teils planmäßige Ausrottung der indianischen Bevölkerung binnen weniger Jahrzehnte ab ca. 1850 (MARTINIC 1997), die besonders auf argentinischer Seite als gut organisierte militärische Operation ("Conquista del Desierto" 1879/80) durchgeführt wurde (LISS 1979).

Das Siedlungssystem Patagoniens ist sehr locker. Die wenigen zentralen Orte liegen allesamt an der Küste. Im Innern des Landes gibt es, abgesehen von einigen Fremdenverkehrsorten am Andenrand, praktisch keine geschlossenen Siedlungen. Die Bevölkerungsdichte im Binnenland ist äußerst gering. Für die gesamte argentinische Provinz Santa Cruz liegt sie bei 0,6 Einwohner pro km², wobei dieser Wert noch 1970 nur halb so hoch lag (BÜNSDORF 1992). Der Bevölkerungszuwachs entfällt fast ausschließlich auf die Städte, in denen sich ein großer Teil der Bevölkerung konzentriert (Punta Arenas 125.600 Einwohner, Rio Gallegos 110.000 Einwohner) (DANOIZEC 2003).

1970 wurden im chilenischen Patagonien 4 Millionen und in Argentinien 17 Millionen Schafe gezählt (MILLER 1976). Während dieser Besatz in Argentinien seither stagniert (BÜNSDORF 1992), ist er in Chile rückläufig, da eine zu intensive Beweidung vor allem während trockener Jahre vermehrt zu Deflationsschäden und Veränderungen an der Vegetation geführt hat. Ein besonderes Problem stellen dabei sogenannte Weidefolgegesellschaften dar. Die starke Begünstigung der für Schafe unbrauchbaren Sträucher führt bei ausreichender Feuchtigkeit zu Verbuschung. In den trockeneren Gebieten kommt es dagegen zu einer Auflichtung der Vegetation, was mit starker Auswehung und Dünenbildung einhergeht (WEISCHET 1957, SCHELLMANN 1998). Es hat sich gezeigt, dass die naturräumlichen Gegebenheiten eine Intensivierung über eine Bestockungsdichte von drei Schafen pro 5 ha - in den trockenen Gebieten Argentiniens sogar noch weniger - langfristig nicht zulassen. BARUTH et al. (1998) schlagen vor, dass die Bestockungsdichte wegen der großen Abhängigkeit der ökologischen Tragfähigkeit vom Niederschlag von Jahr zu Jahr angepasst werden sollte. Auch die Züchtung der patagonischen Straußenvögel Guanako, die im Vergleich zu Schafen geringere Schäden in der Vegetation anrichten, könnte eine gewisse Entlastung bringen (BARUTH et al. 1998). Dennoch sind viele anthropogene Eingriffe in das Ökosystem nicht mehr zu revidieren, besonders die weitgehende Zerstörung der sommergrünen Wälder am Ostfuß der Anden (ENDLICHER 1998).

Im relativ windgeschützten Lee der Anden fallen noch ausreichend Niederschläge (500 mm bis 1.500 mm Jahresniederschlag) und der Föhneffekt führt zu einer gewissen Wärmegunst, was sich in Nordpatagonien in inselhaftem Obst- und Getreideanbau äußert. Von den Hafenstädten abgesehen, befinden sich hier alle größeren Siedlungen Südpatagoniens (ENDLICHER 1991a). Bei Puerto Natales (52°S) ist noch etwas Hafer- und Kartoffelanbau möglich, am Andenrand bieten Feuchtweiden eine ausreichende Grundlage für Rinderhaltung. Für die Schafzucht zählt der Süden Patagoniens (einschließlich Feuerland) aufgrund der etwas höheren Niederschläge zu den besten Weidegebieten.

Für Chile erwies sich die Grenzziehung entlang der kontinentalen Wasserscheide als glücklicher Umstand, da im Bereich der Provinz Magallanes die Fjorde des Pazifik bis auf die östliche Seite der Anden durchgreifen, so dass das Land Anteil am besagten Gunstraum hat. Weiter im Norden umfasst Chile nur noch die Westabdachung der Anden. Dieses "westpatagonische Urwaldchile" (WEISCHET 1970) ist extrem siedlungsfeindlich und bis heute, von wenigen isolierten Stellen wie dem Fischerdorf Puerto Eden, den Kalksteinbrüchen auf der Isla Madre de Dios oder einzelnen Holzfällercamps abgesehen, vollkommen menschenleer.

Die chilenischen Küstengewässer sind außerordentlich fischreich. Zentren der Hochsee- und Küstenfischerei sind besonders im Norden Patagoniens zu finden. Im Süden hingegen entwickelt sich als neuer Erwerbszweig das Aquafarming. Angesichts der Überfischung der Weltmeere hat sich besonders die Lachszucht als lukrative Alternative erwiesen. Dabei ist das aus der traditionellen Fischerei anfallende billige Fischmehl ein entscheidender Standortfaktor (WOOD et al. 1990). Der rasch steigenden Produktion steht ein stark wachsender Markt in den Industrieländern gegenüber. Günstige Bedingungen in den patagonischen Fjorden durch exzellente Wasserqualität und niedrige Umweltstandards vor Ort haben zu großen Investitionen internationaler Konzerne (Unilever, Union Carbide) geführt (WOOD et al. 1990). Inzwischen ist Chile auf dem Weg, zum größten Lachsexporteur der Welt zu avancieren (MIKUS 2000). Da die Produktionsstandorte typischerweise in peripheren

Regionen liegen, scheint die Lachswirtschaft eine Möglichkeit zur wirtschaftlichen Erschließung der patagonischen Westküste zu bieten.

In diesem Zusammenhang ist als Wirtschaftszweig auch die Holzindustrie im chilenischen Teil Patagoniens zu nennen. Dabei kann von "Forstwirtschaft" kaum die Rede sein, denn über Jahrzehnte fand eine "negative und unstete Entwicklung bar jeder Forstplanung" (DE CAMINO 1972, S.143) statt, durch die die wertvollen Naturwälder in großem Umfang zerstört wurden. Während Kahlschlag im Naturwald mittlerweile verboten ist und in Südpatagonien die meisten Waldflächen unter Schutz gestellt wurden, gewinnt in Nordwest-Patagonien seit den 70er Jahren die Plantagenwirtschaft an Bedeutung (DE CAMINO 1972, SELL & SELL 1996). Dabei werden v.a. die schnellwüchsigen Arten *Pinus radiata* und *Eucalyptus globulus* in Monokultur angepflanzt. Die teilweise gentechnisch veränderten Bäume erzielen hohe Zuwachsraten und sind schon nach 15 Jahren schlagreif (SELL & SELL 1996). Der Großteil des im Kahlschlagverfahren geernteten Holzes wird zu Holzschnitzeln und Zellstoff verarbeitet und nach Japan und in die USA exportiert.

Von großer wirtschaftlicher Bedeutung für Chile und Argentinien sind die Förderung von Kohle (Rio Turbio, Argentinien) mit der Verschiffung am Ende der Eisenbahnlinie in Río Gallegos, sowie Erdöl- und Erdgasförderung auf Feuerland, am Nordufer der Magellanstraße und im Gebiet um Comodoro Rivadavia.

Die wichtigste neuere Entwicklung in Patagonien ist jedoch der Tourismus, der zu einem explosionsartigen Wachstum einiger touristischer Zentren am Andenrand geführt hat. Dabei diente besonders die Einrichtung von Nationalparks (z. B. Torres del Paine in Chile oder Perito Moreno in Argentinien) der touristischen Erschließung. Wichtig sind auch einige teilweise sogar international bekannte Zentren des Wintersports (Coihaique, Bariloche, San Martín). Während die bisherige Entwicklung v.a. durch die städtische Mittel- und Oberschicht in Argentinien getragen wurde, spielen Touristen aus Übersee in den vergangenen Jahren eine immer wichtigere Rolle für die positive Entwicklung der erzielten Umsätze im Tourismus. In Puerto Natales wurden in der Saison 2001/02 im Nationalpark Torres del Paine 74.000 Besucher gezählt (MORITZ, mündl. Mitteilung 2002).

3. Wetterlagenklassifikation für Südpatagonien

3.1 Methoden zur Klassifikation von Bodenluftdruckmustern

Klassifikationen von Wetterlagen stellen die Grundlage für synoptisch-klimatologische Untersuchungen dar. Ziel dabei ist es, eine klare und einfache Struktur zu entwickeln, die erlaubt, das komplexe Klimasystem mit seiner räumlichen Ausprägung faßbar und vergleichbar zu machen. Die Arbeitsschritte hängen dabei von der Zielsetzung und der räumlichen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes ab. Einen guten Überblick über die verschiedenen Ansätze bieten BARRY UND PERRY (1973), YARNAL (1993) und BARRY UND CARLTON (2001). KEY & CRANE (1986) und HUTH (1996) vergleichen die Ergebnisse der gängigsten Methoden.

Es gibt zwei grundsätzlich unterschiedliche Herangehensweisen, die YARNAL (1993) als „circulation-to-environment“- und „environment-to-circulation“-Ansatz bezeichnet (Abb. 3.1). Der Unterschied liegt dabei in der Art wie die Klassifikation der Zirkulation und die bodennahen Umweltbedingungen in Beziehung gesetzt werden. Im ersten Fall werden die Umweltdaten nach den synoptischen Klassen beurteilt, im zweiten Fall entsprechen die synoptischen Klassen Kriterien, die aufgrund von Umweltparametern bestimmt wurden. Hier ist auch der Unterschied zwischen einer Wetterlagenklassifikation und einer Druckmusterklassifikation zu erwähnen. Wie BECK (2000) und YARNAL (1993) ausführen, ist für eine Wetterlagenklassifikation ausschlaggebend, dass jeder Wetterlagentyp durch eine Mischung verschiedener Parameter wie Temperatur, Niederschlag, Wolkenbedeckung und Strömungsmuster gekennzeichnet wird. Eine Druckmusterklassifikation andererseits basiert auf der Analyse von Luftdruckverteilungen und Zirkulationscharakteristika. Die Grenze zwischen beiden Klassifikationstypen ist nicht immer klar zu ziehen, bestehen doch die meisten Methoden aus einer Mischung beider Elemente.

Die am meisten eingesetzten Methoden zur Wetterlagenklassifikation sind die manuelle Klassifikation, die Korrelationsmethode (LUND 1963), die Hauptkomponentenanalyse (e. g. RICHMAN 1986) und die Clusteranalyse (e. g. KEY UND CRANE 1986).

3.1.1 Manuelle Klassifikation

Bei der manuellen Klassifikation ordnet der Bearbeiter die Druckmuster der synoptischen Karten vordefinierten Kategorien zu. Hier können direkt Wetterkarten verwendet werden. Aufgrund der Subjektivität des Verfahrens ist diese Art von Klassifikation nicht ohne weiteres durch andere Bearbeiter reproduzierbar. Außerdem ist dieses Verfahren sehr zeit- und

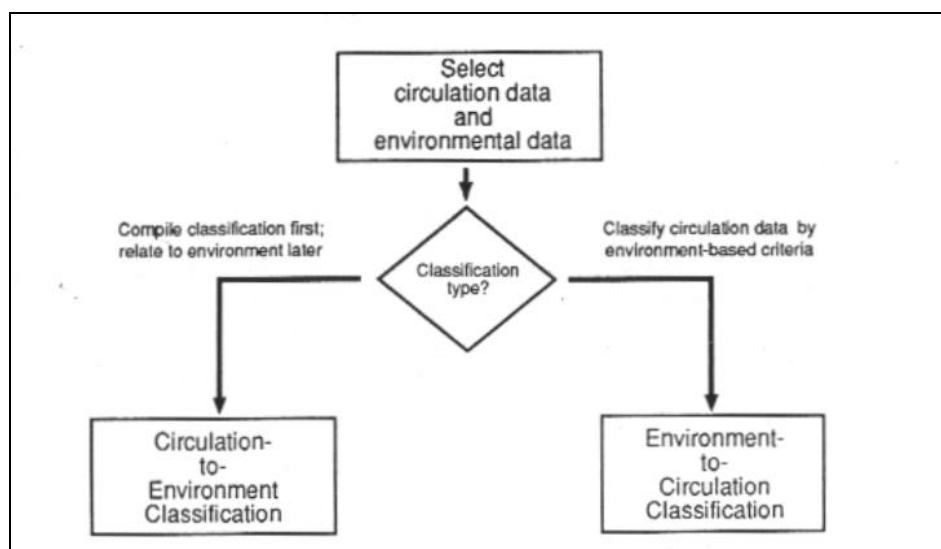


Abb. 3.1 Klassifikation nach Umweltvariable oder nach Zirkulationstyp (aus: YARNAL 1993)

arbeitsintensiv. Andererseits hat der Bearbeiter die vollständige Kontrolle über die Klassifikation und subjektives Expertenwissen kann zu jedem Zeitpunkt und an jeder Stelle während des Klassifikationsprozesses einfließen (YARNAL 1993). Als Beispiel einer derartigen manuellen Klassifikation kann die Wetterlagenklassifikation für Mitteleuropa nach *Hess und Brezowski* gelten (GERSTENGARBE UND WERNER 1993).

Die anderen drei oben genannten Klassifikationsmethoden sind weit weniger von der Person des Klassifizierenden beeinflusst und werden deshalb als objektiv bezeichnet.

3.1.2 Korrelationsmethode

Die Korrelationsmethode ist die am weitesten verbreitete Klassifikationsmethode unter den so genannten 'objektiven' Klassifikationen. Im Grunde handelt es sich um einen digitalen Algorithmus zur Mustererkennung. Die Ähnlichkeit zwischen zwei Druckmustern wird dabei entweder durch ihren Korrelationskoeffizienten r_{xy} nach PEARSON (LUND 1963) oder durch die Quadratsumme der Abweichungen an den Gitterpunkten der beiden betrachteten Druckmuster ausgedrückt (KIRCHHOFFER 1973). Diese Vorgehensweise folgt dem circulation-to-environment-Ansatz.

Das Verfahren wurde erstmals von LUND (1963) angewendet. Für diese Art der Klassifikation werden regelmässige oder unregelmässige Datengitter benötigt. Die Methode benutzt den Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten r_{xy} nach Pearson als Maß für die Ähnlichkeit zweier Wetterlagen.

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^N [(x_i - \bar{X})(y_i - \bar{Y})]}{[\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{Y})^2]} \quad \text{mit} \quad (3.1)$$

- r_{xy} : Korrelationskoeffizient
 x_i : Variablenwert am i-ten Gitterpunkt des ersten Datengitters
 y_i : Variablenwert am i-ten Gitterpunkt des zweiten Datengitters
 $\bar{X}; \bar{Y}$: Mittelwerte der N Gitterpunkte.

Die zweite Möglichkeit wurde von KIRCHHOFFER (1973) entwickelt. Er bedient sich der Quadratsumme der Differenz der Werte einzelner Gitterpunkte um die Ähnlichkeit zweier Druckmuster zu vergleichen:

$$S = \sum_{i=1}^N (Z_{xi} - Z_{yi})^2 \quad \text{mit} \quad (3.2)$$

- S: Quadratsumme
 Z_{xi} / Z_{yi} standardisierter Gitterpunktswert am Punkt i am Tag x / Tag y

WILLMOTT (1987, zitiert nach YARNAL, 1993) hat gezeigt, dass beide Arten dasselbe Maß darstellen. Da die meisten Untersuchungen jahreszeitenübergreifend sind, bietet sich bei der Quadratsummenmethode zum Ausgleich der Einflüsse der Jahreszeiten auf das Druckmuster eine Standardisierung der Werte an. Da die Korrelationsmethode die Druckintensitäten nicht berücksichtigt, ist auch keine Standardisierung notwendig. Beide Techniken führen zu vergleichbaren Ergebnissen.

Die Koeffizienten werden für alle Paare der betrachteten Druckmuster berechnet. Somit ergibt sich für jede beliebige paarweise Kombination von Wetterlagen genau ein Wert. Die Korrelationskoeffizienten eines Druckmusters mit allen anderen Druckmustern, die größer als ein vordefinierter Schwellenwert (r_0) sind, werden zur Koeffizientensumme aufsummiert. Das

Muster mit der größten Koeffizientensumme wird als Zirkulationstyp 1 definiert. Alle Druckmuster, die mit diesem ersten Typ mit einer Korrelation höher als r_0 korrelieren werden aus dem Datenbestand entfernt. Der gleiche Ablauf wird nun wiederholt, um den nächsten Zirkulationstyp zu ermitteln. Dieses Vorgehen wird so oft wiederholt bis alle Druckmuster klassifiziert sind oder bis die Zahl der Druckmuster, die einem Zirkulationstyp zugeordnet werden, unter einen zuvor festgelegten Schwellenwert fällt. Sind nach diesem ersten Durchgang die Zirkulationstypen bestimmt, werden in einem zweiten Durchlauf die einzelnen Druckmuster dem Zirkulationstyp zugeordnet, mit dem sie am besten korrelieren. Die Wahl des Schwellenwertes r_0 und der Mindestanzahl von Druckmustern pro Klasse sind dabei subjektive Entscheidungen des Bearbeiters, die das Ergebnis der Klassifikation erheblich beeinflussen können (KEY UND CRANE 1986).

Da teilweise zwei Datengitter im Ganzen zwar signifikant miteinander korrelieren, Teilzonen jedoch stark differieren, kann das Gesamtdatengitter auch in Teilräume aufgegliedert werden, die jeweils miteinander korreliert werden. Ein signifikantes Paar muss im Gesamtdatengitter wie auch in den Teilräumen gut übereinstimmen.

Die bei dieser Methode frei wählbaren Parameter sind die Anzahl der Klassen, die Ähnlichkeit innerhalb der Gruppen verbunden mit der Differenzierung zwischen den Gruppen (durch den Schwellenwert bestimmt) und die Prozentzahl der klassifizierten Fälle. Diese Parameter interagieren miteinander. Je höher der Schwellenwert r_0 , desto größer ist die Ähnlichkeit innerhalb der Gruppen und die Unterschiedlichkeit zwischen den Gruppen. Allerdings sinkt damit die Prozentzahl der klassifizierten Fälle bei einer übersichtlichen Anzahl von Klassen. Diese Problematik wird von HUTH (1996) und KEY UND CRANE (1986) genauer untersucht. Der gewählte Schwellenwert r_0 ist letztendlich vom Ziel der Arbeit abhängig und liegt meist zwischen 0,5 und 0,7.

HUTH (1996) kritisiert, dass vordefinierte Muster mit dieser Methode nicht immer sicher reproduziert werden können. Dieser Nachteil kann vermieden werden, indem das Mittel aller am besten korrelierenden Muster eines Durchganges als Zirkulationstyp an Stelle der Auswahl nur eines einzigen Druckmusters als Zirkulationstyp festgelegt wird (KEY UND CRANE 1986).

Um die Vorteile sowohl der manuellen Klassifikation als auch der Korrelationsmethode zu verknüpfen, wurden Hybridmethoden, die die manuelle und korrelationsbasierte Klassifikation von synoptischen Wetterlagen kombinieren, entwickelt (FRAKES UND YARNAL 1997). Dabei werden die Wetterlagen eines kurzen Zeitraumes manuell klassifiziert. Die Mittel aller Druckmuster einer Klasse aus dem so klassifizierten kurzen Zeitraum werden dann als Zirkulationstyp für die Computer gestützte Klassifikation mittels Korrelation verwendet. Letztendlich ist dieses Vorgehen weniger arbeitsaufwändig als die manuelle Klassifikation. Darüber hinaus kann das Klassifikationsergebnis besser gesteuert werden und vorab definierte Zirkulationstypen können wieder gewonnen werden.

3.1.3 Hauptkomponentenanalyse

In der synoptischen Klimatologie finden als Alternative zu den korrelationsbasierten Verfahren auch eigenvektorbasierte Verfahren ihre Anwendung. Zu nennen sind empirische orthogonale Funktionen, allgemeine Faktorenanalyse und Hauptkomponentenanalyse (principal component analysis), wobei die letztere in der synoptischen Klimatologie dominierend ist. Die statistischen Grundlagen dieses Verfahrens werden bei BAHRENBERG ET AL. (1992) beschrieben, PREISENDORFER (1988) und RICHMAN (1986) beziehen sich auf dessen Anwendung in Meteorologie und Klimatologie. YARNAL (1993), BARRY UND PERRY (1973) sowie BARRY UND CARLTON (2001) fassen Beispiele und Methodik zusammen.

Die Hauptkomponentenanalyse (HKA) ist ein Verfahren zur Reduktion von Variablen. Dabei werden aus den alten Variablen eines mehrdimensionalen Koordinatensystems neue, so

genannte Hauptkomponenten konstruiert, die unkorreliert sind, das heißt, die mathematisch orthogonal zueinander stehen. Ziel ist es, mit möglichst wenigen Faktoren bzw. Hauptkomponenten, so viel wie möglich der Varianz in den Daten bzw. Mustern zu erklären.

Zuerst muss eine Standardisierung der Variablen erfolgen. Jede Ausgangsvariable lässt sich dann als Linearkombination von Hauptkomponenten darstellen:

$$V_i = w_{i1} * HK_1 + w_{i2} * HK_2 + \dots + w_{im} * HK_m + R_i \quad (3.3)$$

V_i : Originalvariable $i = 1 \dots n$

HK_j : Hauptkomponenten, $j = 1 \dots m$

R_i : Restglied

w_{ij} : Gewichtungskoeffizient von HK_j für V_i

Die erste Hauptkomponente repräsentiert den Durchschnitt, die zweite den größten Teil der verbleibenden Varianz usw. Um alle Variablen vollständig erklären zu können, würde man ebenso viele Hauptkomponenten benötigen. Da angestrebt wird, die Zahl der Untersuchungsobjekte zu reduzieren, bleibt bei jeder Variable eine unerklärte Restvarianz R_i .

In der Klimatologie gibt es drei Dimensionen von Daten: die atmosphärische Variable, die Zeit und die Raumeinheit bzw. Station. Diese Daten werden in Matrizen dargestellt. Zwei der Dimensionen werden variiert, die dritte bleibt gleich. So entstehen 6 Möglichkeiten der Eingabematrix, die als O, P, Q, R, S und T bezeichnet werden. Zur Bestimmung von Wetterlagen aus Stationsdaten wird oft die P-modale Matrix verwendet. Dabei variieren mehrere Variablen über einen Zeitraum. Zur Druckmusterklassifikation benutzt man dagegen die S-modale oder die T-modale HKA. Bei der S-modalen HKA wird Wert auf die Variation einer Variablen im Raum gelegt, die T-modale Analyse berücksichtigt mehr die Variation einer Variablen über einen Zeitraum. Welcher Modus, angewendet wird, hängt von der Zielsetzung der Klassifikation ab. Die Matrix der Ladungen der HKA kann dabei die Druckmuster darstellen. Zur Wetterlagenklassifikation muss anschließend eine Clusteranalyse durchgeführt werden. Die durch die Clusteranalyse einander zugeordneten Tagesgitter stellen gemittelt dann ein typisches Zirkulationsmuster dar. KEY UND CRANE (1986) und BECK (2000) zeigen Beispiele für diese Anwendungsmöglichkeit.

3.1.4 Clusteranalyse

Bei der Clusteranalyse werden Muster mit Hilfe verschiedener Techniken gruppiert. Die Einzelheiten dieser Vorgehensweisen werden u. a. bei HUTH (1996), KEY UND CRANE (1986), PREISENDORFER (1988) oder BARRY UND CARLTON (2001) beschrieben.

Die Clusteranalyse ist ein echtes Klassifikationsverfahren. Sie geht induktiv vor, indem Cluster von Objekten in einem Koordinatensystem identifiziert werden. Voraussetzung zu diesem Verfahren ist das Vorhandensein von orthogonalen und standardisierten Merkmalsvariablen, daher kommt die Clusteranalyse in der Klimatologie meist nach einer S-modalen Hauptkomponentenanalyse zum Einsatz (z. B. KEY UND CRANE 1986 und BECK 2000). Das statistische Verfahren, beschrieben u. a. bei BAHRENBURG ET AL. (1992), beruht auf drei Elementen: zuerst muss ein Ähnlichkeitsmaß gewählt, anschließend mit der geeigneten Methode Cluster gebildet und schließlich die Anzahl der Cluster festgelegt werden.

HKA und Clusteranalyse haben den Vorteil, dass der Einfluss der Subjektivität des Bearbeiters minimiert wird. Die Klassengrößen sind ungefähr gleich und es können ebenfalls bereits bekannte Druckmuster wieder gewonnen werden. Der große Nachteil der HKA liegt darin, dass im Ergebnis keine mittleren Druckmuster jeder Klasse angegeben werden, sondern die Ladungen der HKA erzeugt werden, die dann nicht direkt interpretiert werden können.

3.1.5 Testverfahren

Damit die ermittelte Klassifikation sinnvoll ist, muss sichergestellt werden, dass sich die ermittelten Klassen unterscheiden. Dazu gibt es verschiedene Testverfahren.

Wenn bei Normalverteilung der Parameter je zwei Klassen miteinander verglichen werden, bietet sich Student's t-Test zum Vergleich der beiden Stichprobenmittelwerte \bar{a} und \bar{b} an., Dabei ist die Prüfgröße (t)

$$t = \frac{|\bar{a} - \bar{b}|}{\sqrt{(s_a^2 / n_a) + (s_b^2 / n_b)}} \quad (3.4)$$

mit der Anzahl der Freiheitsgrade F

$$F = \frac{\left(\frac{s_a^2}{n_a} + \frac{s_b^2}{n_b} \right)}{\frac{\left(\frac{s_a^2}{n_a} \right)^2}{n_a + 1} + \frac{\left(\frac{s_b^2}{n_b} \right)^2}{n_b + 1}} - 2 \quad (3.5)$$

unter der Voraussetzung, dass die Stichprobengrößen und Varianzen nicht übereinstimmen t-verteilt. Gilt für die Prüfgröße t:

$$t_{n-1, \alpha/2} < t < t_{n-1, 1-\alpha/2}, \quad (3.6)$$

so kann die Nullhypothese „die Mittelwerte sind gleich“ nicht verworfen werden. Die kritischen t-Werte ($t_{n-1, \alpha/2}$) und ($t_{n-1, 1-\alpha/2}$) sind aus Tabellen abzulesen (z. B. BAHRENBURG ET AL. 1985).

KIRCHHOFER (1976) beispielsweise ermittelt mit Hilfe dieser Methode die Abhängigkeit zwischen Strömungsfeldern und Stationswerten in der Schweiz. Zusätzlich fasst er in der Ausprägung bezüglich Temperatur, Sonnenscheindauer und Niederschlag ähnliche Wetterlagen für jede Station zusammen. Zum Vergleich mehrerer Klassen kann auch die Anwendung einer Varianzanalyse sinnvoll sein.

3.2 Bisherige Bestimmung von Wetterlagen für Patagonien

Eine systematische Analyse der Wetterlagentypen für Südpatagonien ist bisher nicht vorgelegt worden.

COMPAGNUCCI UND SALLES (1997) erstellten eine Wetterlagenklassifikation für das südliche Südamerika mit einem Hauptaugenmerk auf Argentinien, Uruguay und dem südlichen Brasilien. Diese Wetterlagenklassifikation basiert auf täglichen Luftdruckkarten auf Meeresspiegelhöhe. COMPAGNUCCI & SALLES (1997) verwendeten hierbei die T-modale Hauptkomponentenanalyse. Die Gewichtung lag hierbei auf der Korrelation zwischen Zeitperioden. Eine rotierte Hauptkomponentenanalyse reproduziert zuvor bekannte Typen, wobei hohe positive und hohe negative Ladungen zwei gegensätzliche Typen darstellen können. Die Klassifikation erfolgt über die Ladung der HKA: je höher die Ladung, desto größer die erwartete Übereinstimmung zwischen dem Zirkulationsmuster des Tages und dem des Typs. Im Ergebnis wurden 11 verschiedene Wetterlagen, dargestellt. Zu beachten ist, dass es sich hierbei nicht direkt um Karten des Bodendruckfeldes handelt, sondern um die in Karten umgesetzten Komponentenwerte der HKA. Diese können zwar mit Einschränkung wie Druckkarten interpretiert werden, besonders hohe bzw. tiefe Werte deuten jedoch auf besonders große Varianzanteile hin, die durch dieses Muster erklärt werden. In den meisten Monaten erklärt Wetterlage A über 60 % der Varianzen. Dies ist nicht verwunderlich, da sie die typische Westlage im südlichen Südamerika repräsentiert. Da die von COMPAGNUCCI & SALLES (1997) gelieferte Interpretation der erhaltenen Zirkulationsmuster sich auf Nordostpatagonien und nördlich davon gelegene Räume bezieht wird an dieser Stelle nicht näher darauf eingegangen.

ENDLICHER (1991b) stellt eine Auswahl von sechs typischen Wetterlagen anhand einzelner Tagesbodenluftdruckkarten exemplarisch vor, die auf Untersuchungen von STURMAN (1979) und ZAMORA UND SANTANA (1979b) beruhen. Diese Wetterlagen sind von besonderer Wichtigkeit für die Witterungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet. ENDLICHER (1991b) nimmt besonders Bezug auf den östlichen Teil Südpatagoniens um Punta Arenas. Im Rahmen der hier vorgestellten Wetterlagenklassifikation sind Abweichungen der NCEP/NCAR-Bodenluftdruckdaten (siehe Kap. 3.3) für das jeweils von ENDLICHER (1991b) angegebene Datum aufgefallen. Dies ändert jedoch nichts an den für die Wetterlageneinteilung wichtigen Druckmustern. Im Folgenden wird auf die einzelnen Wetterlagen näher eingegangen (Abb. 3.2).

- a) Westlagen: Die Westlage als wichtigste Wetterlage ist durch einen zonalen Verlauf der Isobaren gekoppelt mit einem starken Druckgradienten gekennzeichnet. Verantwortlich dafür sind ein starkes Hoch über dem Pazifik und ein Tief über der Drakestraße. Zahlreiche Frontdurchgänge und das typische Föhnwetter auf der Ostseite des Gebirges können beobachtet werden. Diese Wetterlage tritt besonders häufig im Südsommer auf.
- b) Nordwestlagen: Die nördliche Komponente dieser Wetterlage bewirkt, dass subtropisch-maritime Luftmassen nach Patagonien gelenkt werden. Der Föhneffekt ist in dieser Situation geringer, da die Strömungsrichtung andenparallel verläuft. Auf den Osten Patagoniens hat das die Auswirkung, dass erheblich mehr Niederschlag auftritt. Im Winter kann es sogar zu „Wasserschneefall“ (ENDLICHER, 1991b) kommen.
- c) Südwestlagen: Hier dominiert die subpolare Komponente. Ein hoher Druckgradient sorgt für besonders starke Winde. Während die subpolare Luft an der Westküste noch mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt ankommt, können durch klare Ausstrahlungsnächte im ostpatagonischen Hinterland Nachtfrost auftreten. Mäßig ergiebige Schneeschauer können 1 bis 2 Tage anhalten. In Verbindung mit einem Polarlufteinbruch aus Südsüdwest ist diese Wettersituation bis nach Südbrasilien hinein wegen der selbst im Sommer auftretenden leichten Spät- oder Frühfröste gefürchtet. Im Verlauf eines Winter wiederholen sich solche Wetterlagen drei- bis fünfmal.

- d) Ostlagen: Ostlagen sind sehr selten, nach ENDLICHER (1991b) treten sie nur ein- bis zweimal im Jahr und nur im Winterhalbjahr auf. Bei schwachen Druckgegensätzen dominiert dabei ein Hoch im Südosten das Wettergeschehen. Es lenkt feuchte Atlantikluft nach Patagonien. Bei nur schwachem Wind führt dies zu Niesel- oder Schneeregen. Der westliche Teil des Untersuchungsgebietes liegt dabei im Lee. Die Dauer der Wetterlage beträgt maximal 3 bis 4 Tage.
- e) Wetterlagen mit schwachem Druckgradienten: Diese für Patagonien sehr untypische Sommerwetterlage ist gekennzeichnet durch ein nördlich verlagertes Subtropenhoch und einen insgesamt schwachen Druckgradienten. Langsam aus Westen anströmender Wind lässt in Westpatagonien schwache Konvektionsniederschläge ohne Fronteinfluss zu.
- f) Hochdrucklage: Das südostpazifische Subtropenhoch erstreckt sich im Sommer regelmäßig bis nach Nordpatagonien. Subpolare Tiefdruckgebiete werden dadurch nach Süden abgelenkt und bei einem schwachen Druckgradienten über Patagonien setzt sich warm-trockene Sommerwitterung durch. In Ausnahmefällen entwickelt sich aus dieser Wetterlage eine „blocking action“ von „einigen Wochen Dauer“ (ENDLICHER, 1991b), welche mit Trockenperioden verknüpft ist. Ein Rückgang der Windgeschwindigkeiten ist jedoch nicht zu verzeichnen.

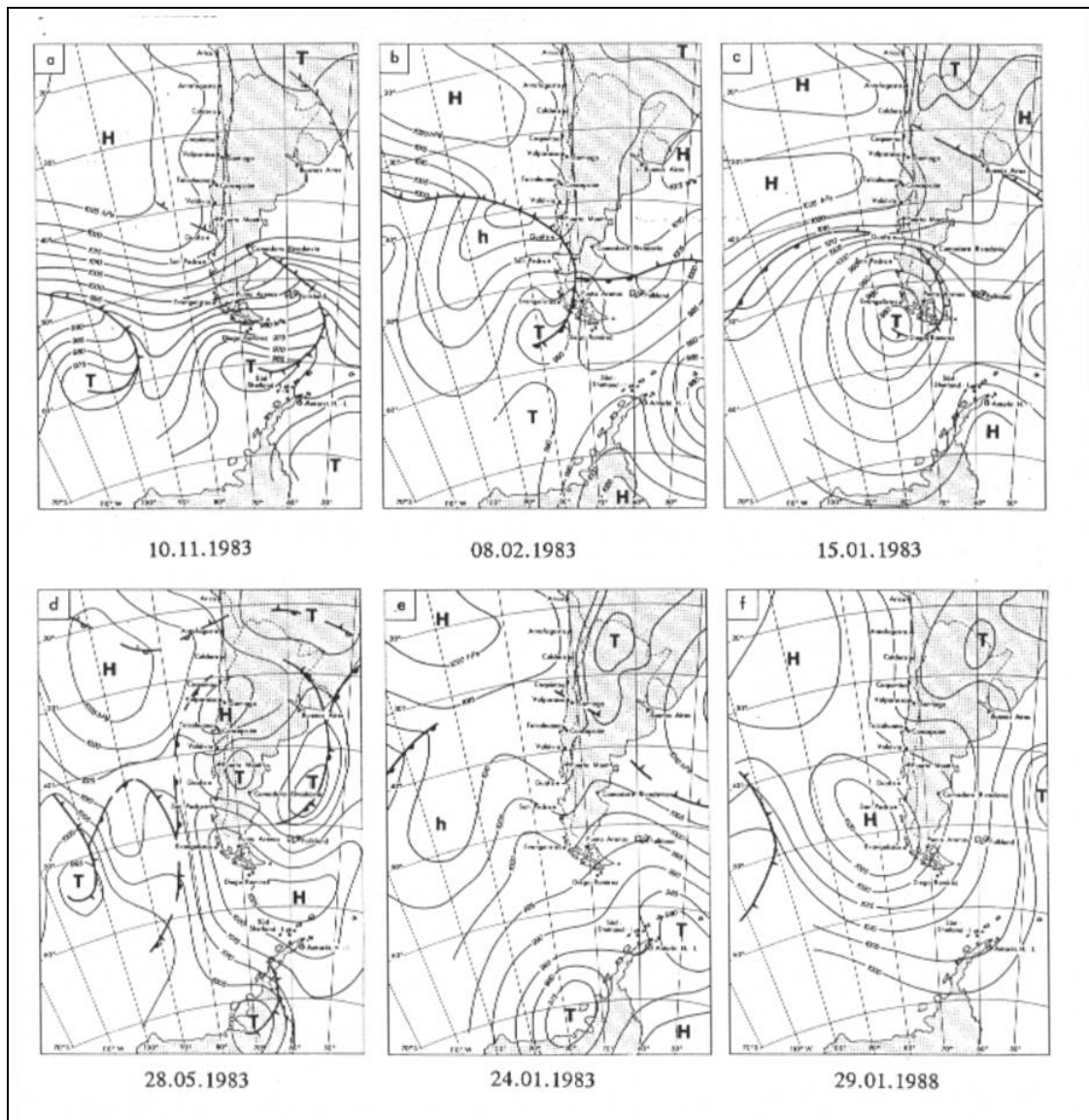


Abb. 3.2 Bodenwetterkarten für charakteristische synoptische Situationen in Patagonien (aus: ENDLICHER 1991b).

3.3 Datengrundlage

3.3.1 NCEP/NCAR-Reanalysedaten

Als Datengrundlage für die Wetterlagenklassifikation dienen Daten aus dem Reanalyseprojekt des amerikanischen *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) und des *National Centers for Atmospheric Research* (NCAR). Dort wurden seit Beginn der 90er Jahre rückwirkend Daten assimiliert und in einem Wettervorhersagemodell verarbeitet. Aktuelle Messwerte seit 1996 gehen in das unveränderte Nachfolgesystem, *Climate Data Assimilation System* (CDAS) ein, so dass mittlerweile vergleichbare Reanalysedaten von 1948 bis in die Gegenwart zur Verfügung stehen (KALNAY ET AL. 1996). Verwendung finden Daten von Rawinsonden, Schiffen, Bojen und ozeanischen Stationen, Flugzeugen, Wetterballonen, Landstationen und Satelliten. Gesammelt wurden sie bei NCAR, zur Verfügung gestellt von zivilen und militärischen Wetterdiensten aus aller Welt. Die Werte werden auf ihre Qualität überprüft, durch spezielle Interpolationsanalysen korrigiert und in ein T62/28-Modell mit einer horizontalen Auflösung von ca. 210 km und 28 vertikalen Höhenniveaus integriert (KISTLER ET AL. 2001). Das weltumspannende spektrale T62/28-Modell von NCEP beinhaltet eine Parametrisierung aller bedeutenden physikalischen Prozesse in der Atmosphäre. Hierzu gehören u. a. Konvektion, großflächiger Niederschlag, oberflächliche Konvektion, „Schwerewellenströmungswiderstand“ (*gravity wave drag*), die Strahlung im Tagesgang und in Interaktion mit den Wolken, die Dynamik der unteren Luftschichten, der Wasserhaushalt der Erdoberfläche und vertikale sowie horizontale Diffusionsprozesse.

Die eingehenden Daten werden analysiert, es wird eine 6-h-Vorhersage errechnet, als erste Schätzung verwendet und mit den nachfolgenden Daten aktualisiert. Alle Variablen sind in synoptischer Form als 4-dimensionale-Datengitter erhältlich. Zwei unterschiedliche Gitternetze werden dazu benutzt: ein Gitternetz mit 2,5° Auflösung und das modelleigene T62-Gauss'sche Datengitter (<http://www.noaa.cdc.gov/reanalysis>). Die Variablen sind in vier Klassen unterteilt, je nach Zuverlässigkeit der Daten. Die Klasse A zeigt an, dass die Variable stark von Observationsdaten beeinflusst ist, d. h. die zuverlässigsten Daten enthält. Klasse B weist darauf hin, dass das Modell starken Einfluss auf die Variable hat, obwohl auch Beobachtungswerte direkt mit eingehen. Ein C signalisiert, dass diese Parameter rein aus dem Modell berechnet wurden, wie z. B. Wolkenbedeckung oder Niederschlag. Mit D sind schließlich konstante Variablen wie die Land-Meer-Verteilung gekennzeichnet.

Variable	Einheit	Gitter	Bereich	Zeitraum	Kl.
SLP	hPa	2,5°	10-80° Süd, 110-40°West	1.10.99-30.9.01 1.10.81-30.9.01	A
u-/v-Windkomponente Boden 850 mbar-Niveau	m/s	2,5°	6 Punkte um 53° S gemittelt	1.10.99-30.9.01	B A
Niederschlagsrate	kg/(m ² s)	T62	8 Punkte um 53° S emittelt	1.10.99-30.9.01	C
Globalstrahlung	W/m ²	T62	8 Punkte um 53° S gemittelt	1.10.99-30.9.01	C
Temperatur in 2m	K	2,5°	6 Punkte um 53°S interpoliert	1.10.99-30.9.01	B
Relative Feuchte	%	2,5°	6 Punkte um 53°S interpoliert	1.10.99-30.9.01	B
Luftdruck am Boden	Pa	2,5	6 Punkte um 53°S	1.10.99-30.9.01	C
Geopotentielle Höhe der Erdoberfläche	m	2,5	6 Punkte um 53°S	1.10.99-30.9.01	D

Tab. 3.1 Zur Klassifikation bzw. zur Beschreibung und Interpretation verwendete NCEP/NCAR-Daten

Zur Druckmusterklassifikation verwendet wurden nur Daten des Luftdrucks auf Meeresspiegelhöhe (SLP). Dazu wurden Daten im Gebiet vom 10. bis zum 80. Breitengrad Süd und vom 40. bis zum 110. Breitengrad Ost für 2 Jahre vom 1. Oktober 1999 bis zum 30. September 2001 und für 20 Jahre vom 1. Oktober 1981 bis 30. September 2001 benutzt. Die Daten für Windgeschwindigkeit und Windrichtung am Boden und im 850 hPa-Niveau, sowie Niederschlag und Globalstrahlung wurden über dem andinen Transekt bei 53°S gemittelt und im 2-Jahreszeitraum 1999 bis 2001 zur Beschreibung der Wetterlagen verwendet (Tab. 3.1).

3.3.2 Stationsdaten

Zum Vergleich der NCEP/NCAR-Reanalysedaten wurden Stationsdaten der WS Jorge C. Schythe des Instituto de la Patagonia der Universidad de Magallanes in Punta Arenas bei 53°08'S/ 70°53'W und Daten der AWS Gran Campo Nevado, Puerto Bahamondes 52°48'S/ 72°56'W verwendet (siehe Kap. 4). Für die Klassifikation wurden die Tagesmittelwerte für Lufttemperatur, Niederschlag, Windrichtung und Windgeschwindigkeit verwendet.

3.3.3 Datenabgleich NCEP/NCAR zu Stationsdaten

Um einen Eindruck von der Güte des NCEP/NCAR-Modelles und der verwendeten Daten zu bekommen, wurde ein Datenabgleich durchgeführt. Zu diesem Zweck sind die Variablen für Temperatur, Luftdruck auf Meeresspiegelhöhe und beide Windkomponenten zur Berechnung der Windgeschwindigkeit ausgewählt worden. Mit dem Ergebnis ist eine Aussage über die Güte und Anwendbarkeit der NCEP/NCAR-Daten für die Region Südpatagonien möglich.

Zuerst wurde der Abstand der Stationen Gran Campo, Skyring und Punta Arenas zu den jeweils vier nächstgelegenen Gitterpunkten des Modells ermittelt. Dazu wurde vereinfacht das Geoid in dem jeweiligen Ausschnitt als ebene Fläche betrachtet. Die Vergleichsdaten für die Stationen errechneten sich als das abstandsgewichtete, arithmetische Mittel der Daten der nächstgelegenen Gitterpunkte. Da die Lufttemperatur höhenabhängig ist, wurde vor der Interpolation eine Höhenreduktion durchgeführt.

Zur Reduzierung der Temperatur auf Meeresspiegelhöhe wurde ein hypsometrischer Temperaturgradient von 0,5°/100m angenommen (WEISCHET 1995). Als Geländehöhe des Gitterpunktes wurde die geopotentielle Höhe im Modell herangezogen. Nach der Interpolation wurde die Temperatur auf die jeweilige Stationshöhe zurückgerechnet.

Schließlich wurden die aus den NCEP/NCAR-Daten errechneten Werte mit den gemessenen Stationsdaten korreliert (Tab. 3.2). Der Luftdruck ist als Stationsvariable nur für Punta Arenas verfügbar. Der Korrelationskoeffizient dieses Parameters ist erwartungsgemäß sehr hoch, da es sich zum einen um eine Variable der Klasse A handelt, zum anderen die Werte der Wetterstation am Flughafen Punta Arenas sicherlich in das Modell mit eingehen.

Die relativ hohen Korrelationen der Temperatur mit Werten über 0,8 sprechen für die Güte des NCEP/NCAR-Modelles. Obwohl es sich um Daten der Klasse B handelt, stimmen sie doch recht gut mit den an den Stationen gemessenen Temperaturdaten überein. Besonders erfreulich ist das, wenn man die unterschiedlichen Geländehöhen der Ausgangspunkte der Berechnung beachtet (vgl. Tab. 3.3).

Variable	Gran Campo	Punta Arenas
Luftdruck auf Meereshöhe	---	0,9557
Temperatur (2 m über Grund)	0,8538	0,8658
Windgeschwindigkeit (2 m über Grund)	0,5981	0,4795

Tab. 3.2 Korrelationskoeffizienten zwischen NCEP/NCAR-Daten und Stationsdaten

Gitterpunkt	Lage nach Karte	Geopotentielle Höhe (Modell)
52,5°S 70,0°W	Patagonisches Tiefland; Höhe bis 300 m	228 m
52,5°S 72,5°W	Kanal- und Inselzone; Bergkuppe bei 600 m	248 m
52,5°S 75,0°W	Pazifik	85 m
55,0°S 70,0°W	Inselzone südlich von Feuerland	175 m
55,0°S 72,5°W	Pazifik	147 m
55,0°S 75,0°W	Pazifik	57 m

Tab. 3.3 Lage der sechs betrachteten Gitterpunkte im Umkreis der Stationen

Die Windgeschwindigkeit errechnete sich aus den Windkomponenten u und v , die der Kategorie B zugeordnet werden. Obwohl die Windgeschwindigkeit von der Topographie durch Reibung und Kanalisierung der Strömung beeinflusst wird und die Berechnung dadurch fehleranfällig ist, sind die Korrelationskoeffizienten zwischen 0,47 und 0,72 vergleichsweise ordentlich und als gut zu bewerten.

Insgesamt kann eine gute Übereinstimmung zwischen NCEP/NCAR-Modell und gemessenen Stationsdaten festgestellt werden, was wiederum unabdingbare Voraussetzung für die weitere Druckmusterklassifizierung darstellt.

3.4 Druckmusterklassifikation der NCEP/NCAR-SLP-Daten

Bei der hier vorgestellten Wetterlagenklassifikation wurde ein typischer „*circulation-to-environment*-Ansatz“ verfolgt. Dabei wurde eine Druckfeldklassifikation der NCEP/NCAR-Daten nach einer modifizierten Korrelationsmethode durchgeführt. Das Verfahren beruht auf Korrelationen zwischen Tagesdruckmustern in zwei Datengittern (Abb. 3.3). Zum einen wird ein Datengitter von jeweils 29 x 29 Datenpunkten (841 Punkte) von 10°S bis 80°S und von 110°W bis 40°W (Datengitter I) und zum anderen ein Gitter von jeweils 9 x 9 Gitterpunkten (81 Punkte) von 40°S bis 60°S und von 80°W bis 60°W (Datengitter II) verwendet. Das Verfahren ist in Abb. 3.4 und Abb. 3.5 veranschaulicht.

In beiden Datengittern wird jede Tageswetterlage mit jeder anderen korreliert. Um sicherzustellen, dass die hohen Korrelationen des Gesamtgitters (Datengitter I) auch im für die Untersuchung wichtigen Bereich (Datengitter II) gelten, wird die Signifikanz beider Gitter überprüft, das heißt in beiden Gittern muss die entsprechende Korrelation über dem Schwellenwert liegen.

Die Tageswetterlage mit der höchsten Anzahl an signifikant korrelierenden Wetterlagen wird herausgefiltert. Dazu werden für jedes Tagesdruckmuster alle Korrelationen mit den anderen Druckmustern aufsummiert, sofern der Wert über dem Schwellenwert liegt. Diese Summation erfolgt in beiden Datengittern, so dass sich im Endeffekt ein Wert für jeden Tag ergibt.

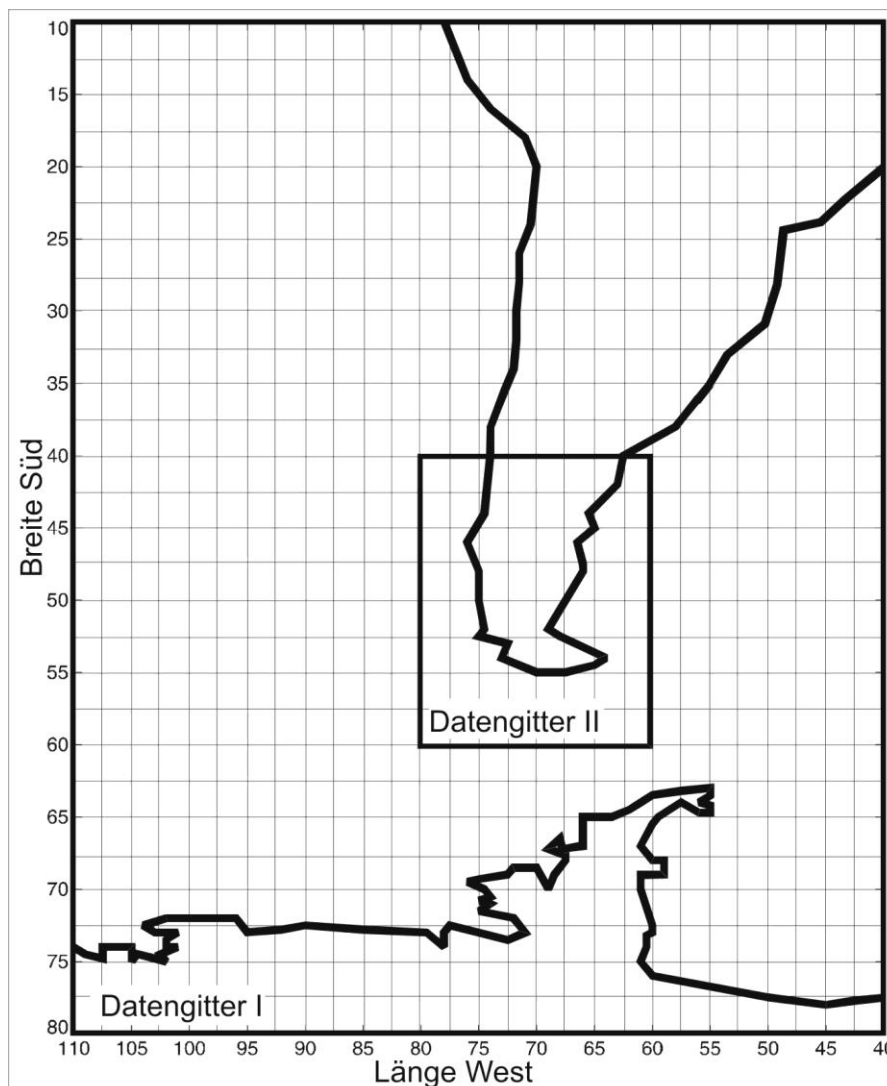


Abb. 3.3 Zur Korrelation verwandte Datengitter von NCEP/NCAR-Daten.

Der Tag mit der höchsten Summe ist der erste vorläufige Wetterlagentyp, repräsentiert durch einen Schlüsseltag. Nachdem alle mit diesem Typ signifikant korrelierenden Wetterlagen entfernt wurden, wird auf gleiche Weise der nächste Typ ermittelt, usw. Das Programm stoppt, wenn nur noch unkorrelierte Tageswetterlagen auszuweisen sind. Um bei dieser ersten Identifikation von Wetterlagen möglichst gut separierte Typen zu erhalten, wurde ein Schwellenwert von 0,8 gewählt. Das Ergebnis sind 87 vorläufige Wetterlagentypen.

Da bei dieser ersten Zuordnung oftmals eine Wetterlage nicht dem Typ zugewiesen wurde, mit dem sie am höchsten korreliert, muss nun eine erneute Klassifikation durchgeführt werden. Zuerst werden die Wetterlagen des Untersuchungszeitraumes den Schlüsseltagen zugeordnet, mit denen sie am höchsten, aber mindestens mit einem Wert von 0.8 korrelieren. Alle anderen Wetterlagen sind unkorreliert.

Aus diesen Gruppen wird jeweils eine mittlere Wetterlage errechnet und alle Tage diesen Mittelwetterlagen neu zugeordnet. Um die Anzahl der weiter verwendeten Wetterlagen zu reduzieren wird nun eine minimale Klassengröße von 4 Tagen festgelegt. Dies führt zu einer Reduktion auf 26 Wetterlagentypen. Mit diesen 26 Wetterlagentypen wurde eine erneute Zuordnung und Mittellagenbildung durchgeführt.

Anschließend wurden die errechneten 26 Bodenluftdruckkarten anhand der bei ENDLICHER (1991b), ZAMORA UND SANTANA (1979b) und STURMAN (1979) beschriebenen Wetterlagen bewertet. Dabei stellte sich heraus, dass einige errechnete Wetterlagentypen in einer Klasse zusammenzufassen waren. So reduzierte sich die Anzahl der Wetterlagentypen auf 10. Die für diese zehn Druckmuster ermittelten mittleren Druckmuster dienen als Referenz bzw. Klassenzentren der erneuten Zuordnung bei einem Schwellenwert von 0,8. Nach der erneuten Zuordnung aller Tage zu den zehn Klassen wird nochmals für jede Klasse eine gemittelte Wetterlage errechnet und alle erneut der gemittelten Wetterlage zugeordnet. Um die Zahl nichtklassifizierter Tage zu reduzieren, wurde bei der letztendlichen Zuordnung der Schwellenwert auf 0.7 verringert. Dadurch blieben im Klassifikationszeitraum 10% der Tage unklassifiziert.

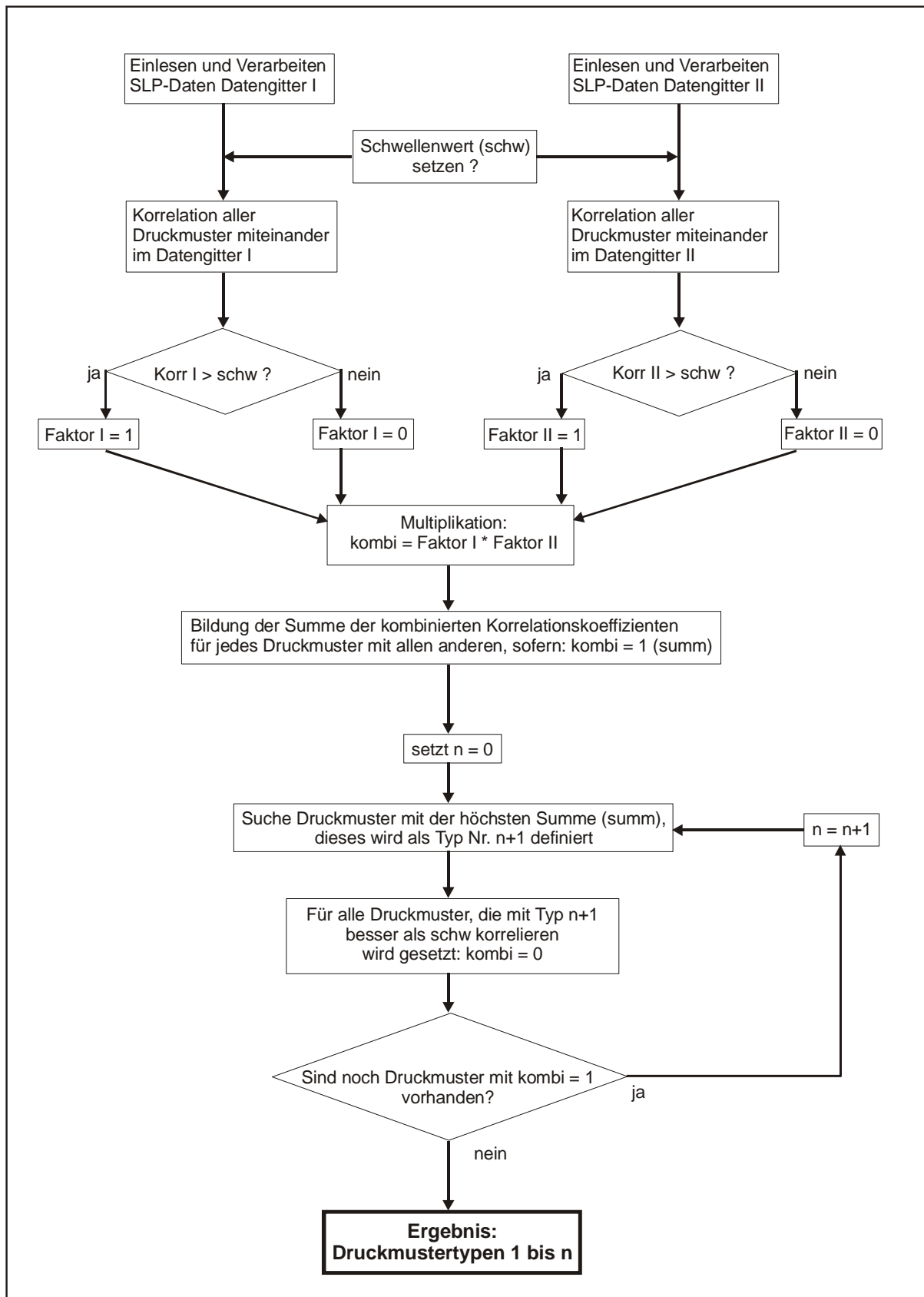


Abb. 3.4 Flussdiagramm zur Ermittlung der vorläufigen Wetterlagentypen.

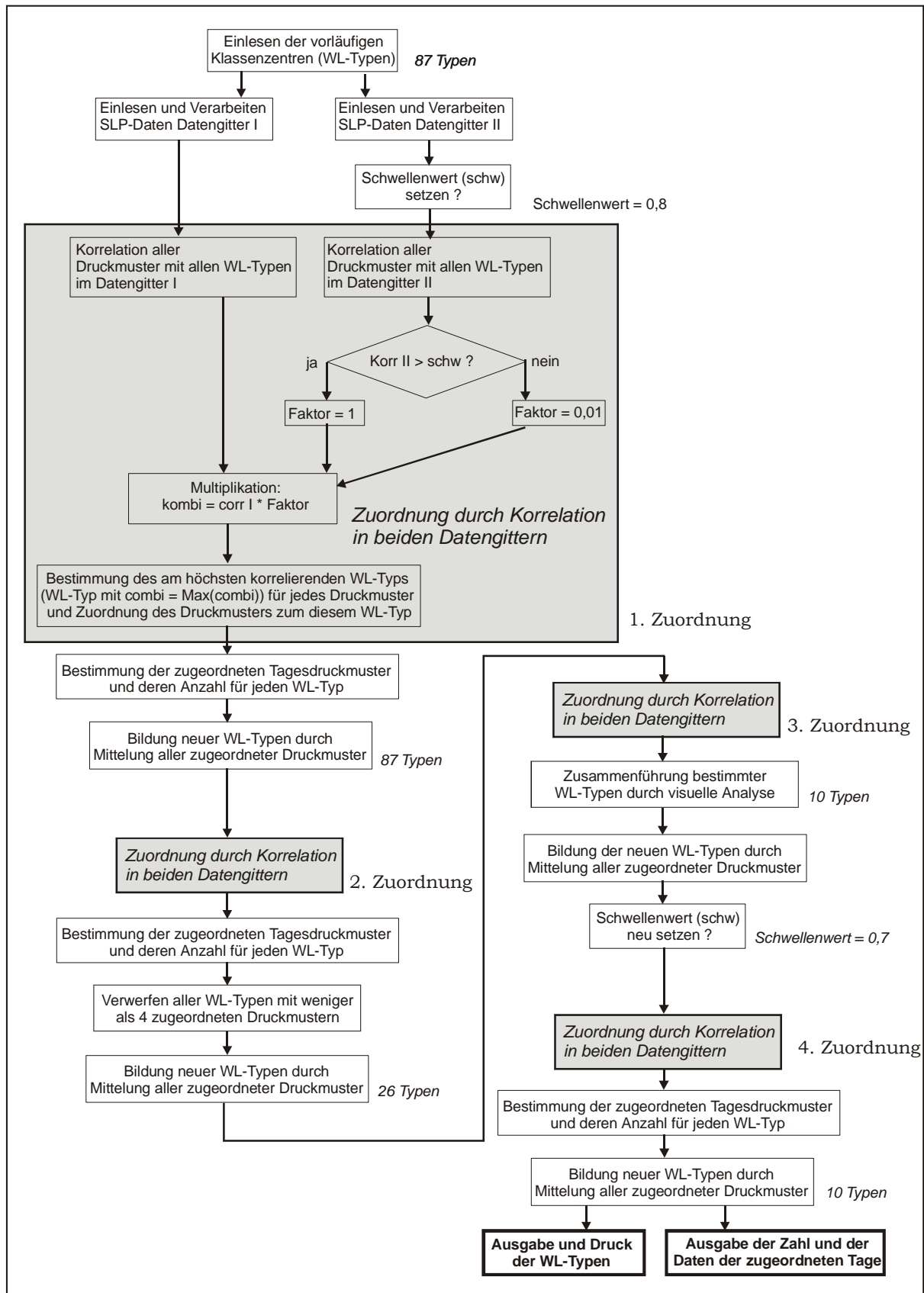


Abb. 3.5 Flussdiagramm zur Korrelation, Mittelung, Zuordnung und Ausgabe der Wetterlagen-typen.

3.5 Zirkulationsmuster und Häufigkeiten

3.5.1 Darstellung der zehn Zirkulationsmuster

Die Unterschiede zwischen den identifizierten charakteristischen Zirkulationsmustern liegen in Stärke und Lage der beiden subtropischen Antizyklonen über dem Pazifik und dem Atlantik und der subpolaren Tiefdruckrinne mit einzelnen Zyklonen. Die einzelnen Typen werden im Folgenden dargestellt (Abb. 3.6). Da es sich bei den Grundlagendaten um Tagesmittelwerte handelt und dazu noch die Druckkarten aus verschiedenen Tagen gemittelt wurden, sind keine eventuell bestehenden Frontverläufe erkennbar. Eine weitere Schwäche zeigt sich durch ein kleineres Hochdruckgebiet über den Hochanden. Es taucht in allen 10 Zirkulationsmustern auf. Wie SCHWERDTFEGER (1976) und GRAF (1986) bemerken, liegen die Wetterstationen dieser Region so hoch, dass eine Reduktion der Luftdruckdaten auf Meeresspiegellhöhe problematisch ist. Da die Daten des NCEP/NCAR-Modells zum SLP auf Stationsdaten basieren, ist fraglich, ob an dieser Stelle tatsächlich ein Hochdruckgebiet besteht.

Zirkulationstyp a: Westlage: Der erste Zirkulationstyp repräsentiert die typische Lage der Druckzentren, wie sie SCHWERDTFEGER (1976) in seiner Darstellung des durchschnittlichen Luftdrucks (vgl. Kap. 2) über dem südlichen Südamerika zeigt. Charakteristisch sind das Pazifikhoch bei 90°W/ 32°S, das Atlantikhoch östlich von 40°W und bei 30°S und die Tiefdruckrinne bei 70°S. Die Luftdruckverhältnisse führen zwischen 45°S und 62°S zu einer breitenkreisparallelen Isobarenscharung. Über dem südlichen Patagonien und Feuerland befindet sich ein starker nord-südlicher Druckgradient, der starken Westwind bedingt.

Zirkulationstyp b: Südwestlage: Im Unterschied zu Zirkulationstyp a dominiert bei dieser Situation eine Zyklone südlich von Feuerland. Die pazifische Antizyklone ist weniger stark ausgeprägt und nach Süden verschoben. Dies führt zu einer ähnlich dichten Isobarenscharung wie bei Typ a, jedoch mit einer Ablenkung über dem Kontinent nach Norden. Das Isobarenbild lässt darauf schließen, dass Südpatagonien kühl-maritime Luftmassen zugeführt werden.

Zirkulationstyp c: Nordwestlage: Charakteristisch für den dritten Zirkulationstyp ist ein Tiefdruckgebiet über dem Pazifik südwestlich der Südspitze des südamerikanischen Kontinents. Die pazifische Antizyklone ist nach Nordwesten verschoben, während die atlantische nach Süden verlagert ist. Das Druckmuster lässt über Südpatagonien starke Winde aus Nordwest vermuten, die subtropisch-maritime Luftmassen mit sich führen.

Zirkulationstyp d: Tiefdrucktrog über dem Südpazifik: Beim vierten Zirkulationstyp sind die subtropischen Hochdruckgebiete nicht als Einzelzellen, sondern eher als Gürtel ausgeprägt, der auch über den südamerikanischen Kontinent reicht. Der subpolare Tiefdruckgürtel ist eher schwach ausgeprägt. Über dem Pazifik spaltet sich die Isobarenschar der Westwindzone in einen nördlichen und einen südlichen Ast auf. Dazwischen liegt ein Tiefdrucktrog. Durch die Aufspaltung der Westwindzirkulation werden bei diesem Druckmuster gleichzeitig subtropische, warm-maritime und polare, kühl-maritime Luftmassen in das südliche Patagonien geführt. Erhöhte Zyklonogenese mit hohen Niederschlagswerten sind die Folge.

Zirkulationstyp e: Hochdruckkeil: Bestimmend bei diesen Typ ist ein stark ausgeprägter Hochdruckkeil über dem Südpazifik. Das Zentrum der Antizyklone ist bis nahe der südchilenischen Küste bei 85°W/ 40°S verschoben. Dadurch werden Luftmassen aus Südwest nach Patagonien gelenkt. Im Delta der Isobaren südlich von Feuerland kann eine besonders häufige Zyklonenneubildung erwartet werden. Dies ist jedoch mit den vorhandenen Daten nicht zu belegen.

Zirkulationstyp f: Patagonische Hochdruckbrücke: Die pazifische und die atlantische Antizyklone sind nicht klar ausgebildet, dafür liegt über dem nördlichen Patagonien eine deutlich ausgebildete Hochdruckbrücke mit einem durchschnittlichen Luftdruck von 1025 hPa. Dies führt zu einem starken Druckgradienten nach Süden über Feuerland und der Drakestraße. Über dem Untersuchungsgebiet sind westliche Winde zu erwarten.

Zirkulationstyp g: Südlage: Die pazifische Antizyklone ist noch weiter nach Süden verschoben als in Zirkulationstyp e. Das Zentrum reicht bis 53°S. Diese Hochdruckzelle lenkt polare Luft direkt aus Süden nach Feuerland und Patagonien.

Zirkulationstyp h: Hoch im Osten: Östlich von Feuerland liegt ein Hochdruckgebiet, das die Westwinddrift blockiert. Beide subtropische Hochdruckzellen sind ausgebildet, die pazifische jedoch ist leicht nach Süden verschoben. Trotz eines leichten östlichen Einflusses durch atlantische Luftmassen im östlichen Südpatagonien, wird Feuerland und der westliche Teil Südpatagoniens noch durch westliche Winde geprägt.

Zirkulationstyp i: Nordlage: Bei diesem Zirkulationstyp liegt Patagonien im Spannungsfeld zwischen einem Tief vor der südchilenischen Küste und einem Hoch vor der Ostküste. Die Luft strömt andenparallel aus Norden und bringt subtropisch-kontinentale Luftmassen nach Südpatagonien.

Zirkulationstyp j: schwacher Druckgradient: Diese Drucksituation ist gekennzeichnet durch das Fehlen der subpolaren Tiefdruckrinne. Die beiden subtropischen Antizyklonen sind charakteristisch ausgebildet. Da jedoch das Tief im Süden fehlt, ist der Druckgradient über dem südlichen Patagonien sehr schwach.

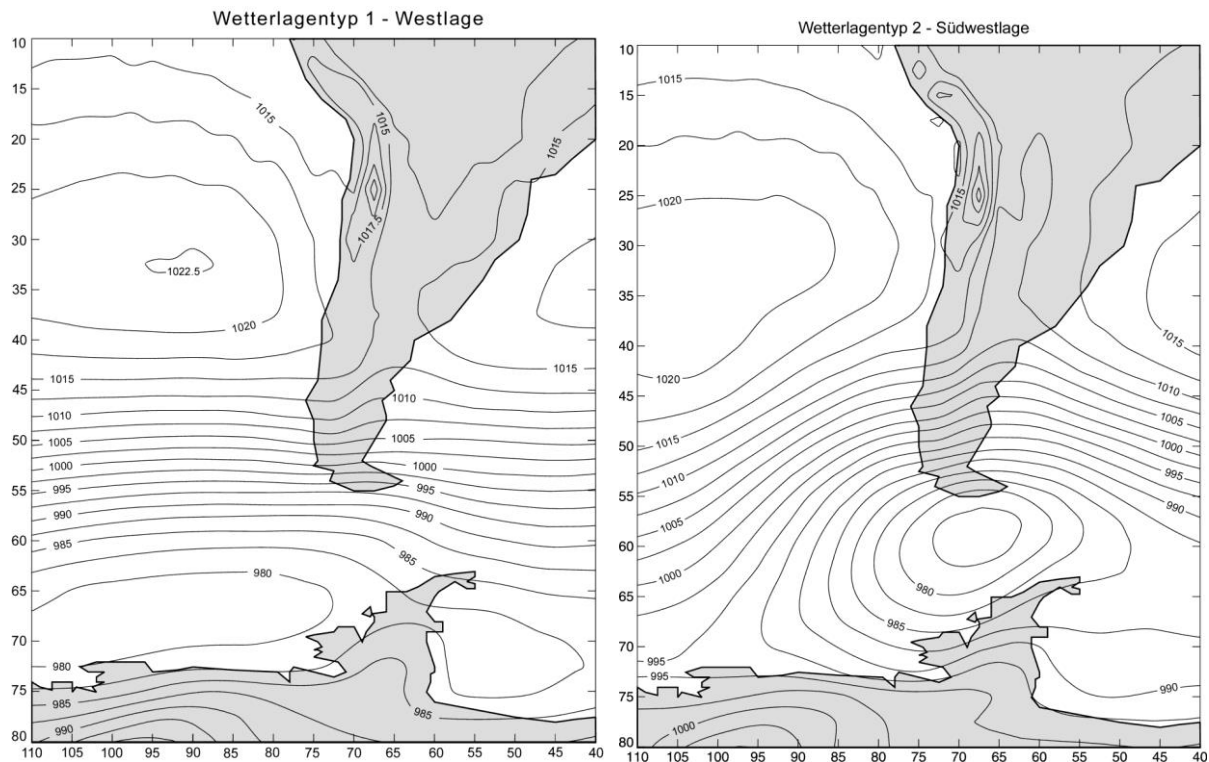


Abb. 3.6

a) Westlage

b) Südwestlage

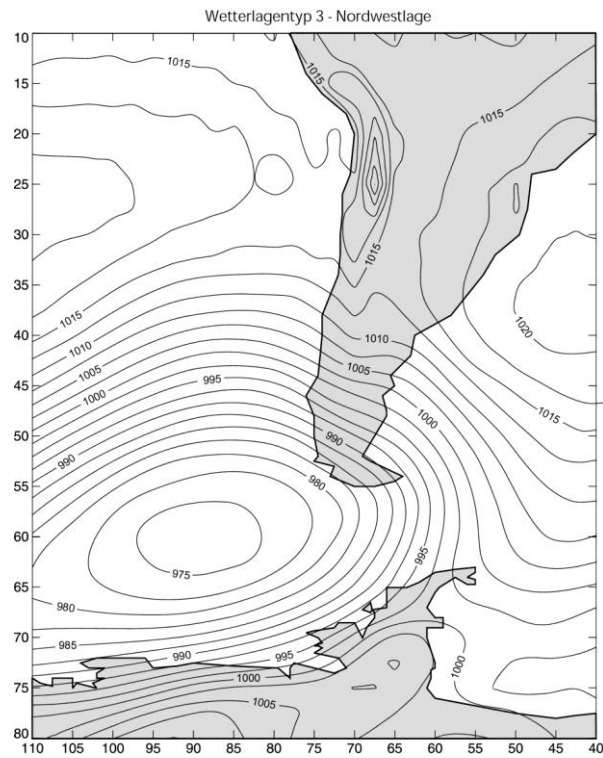
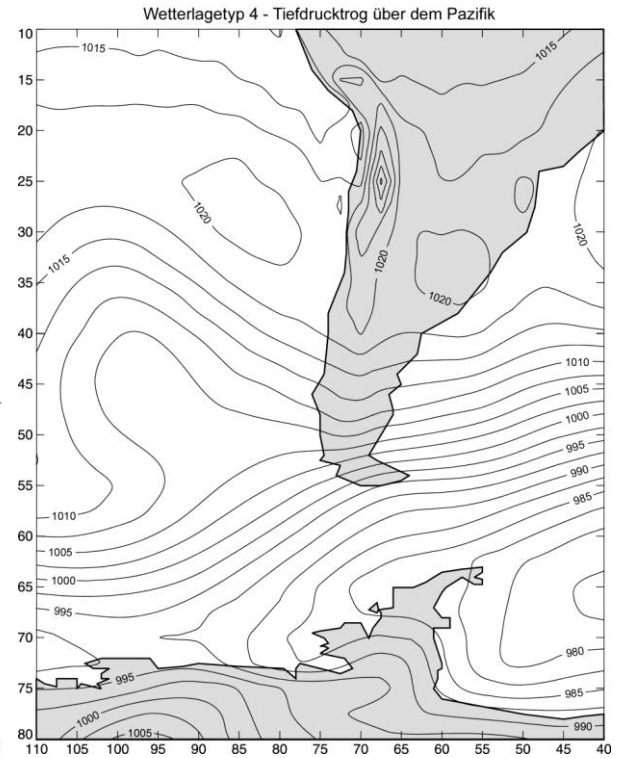


Abb. 3.6

c) Nordwestlage



d) Lage mit Tiefdrucktrog über dem Pazifik

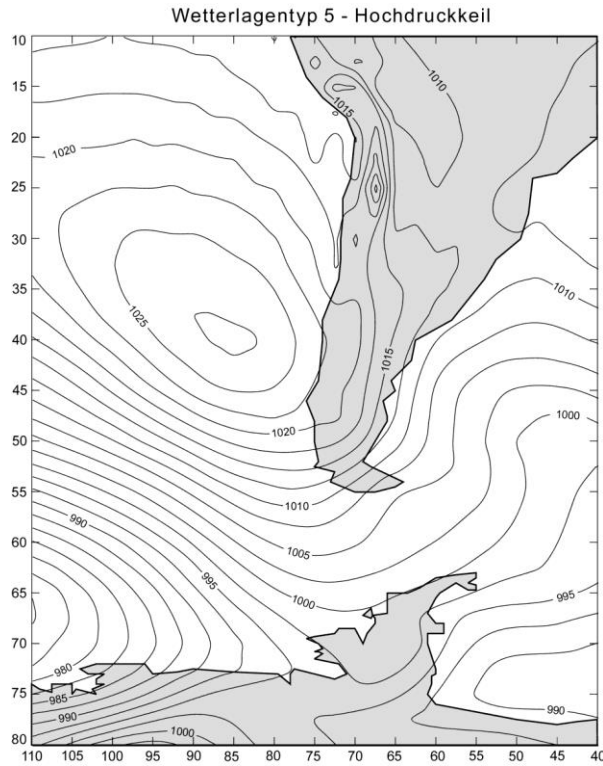
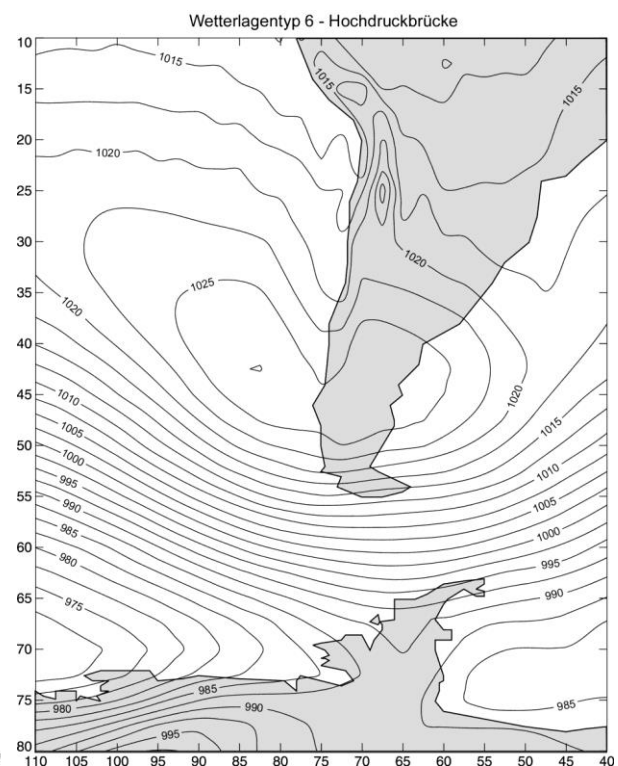
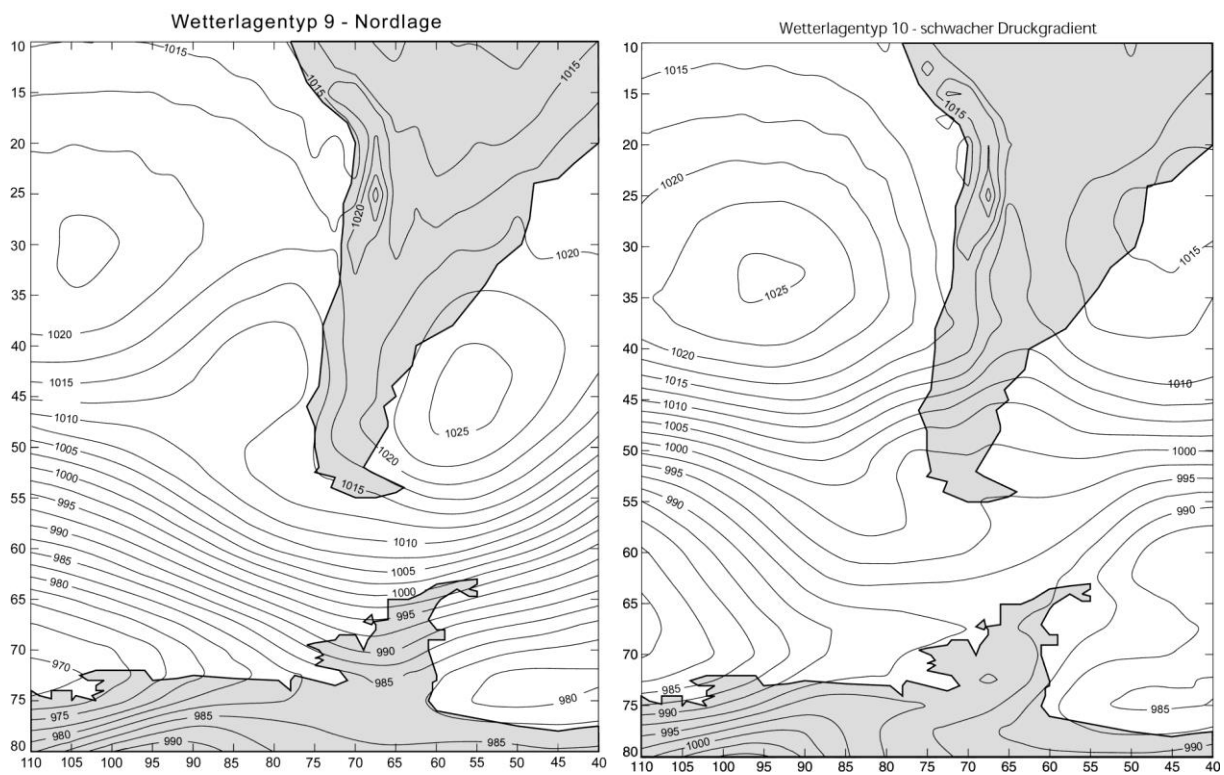
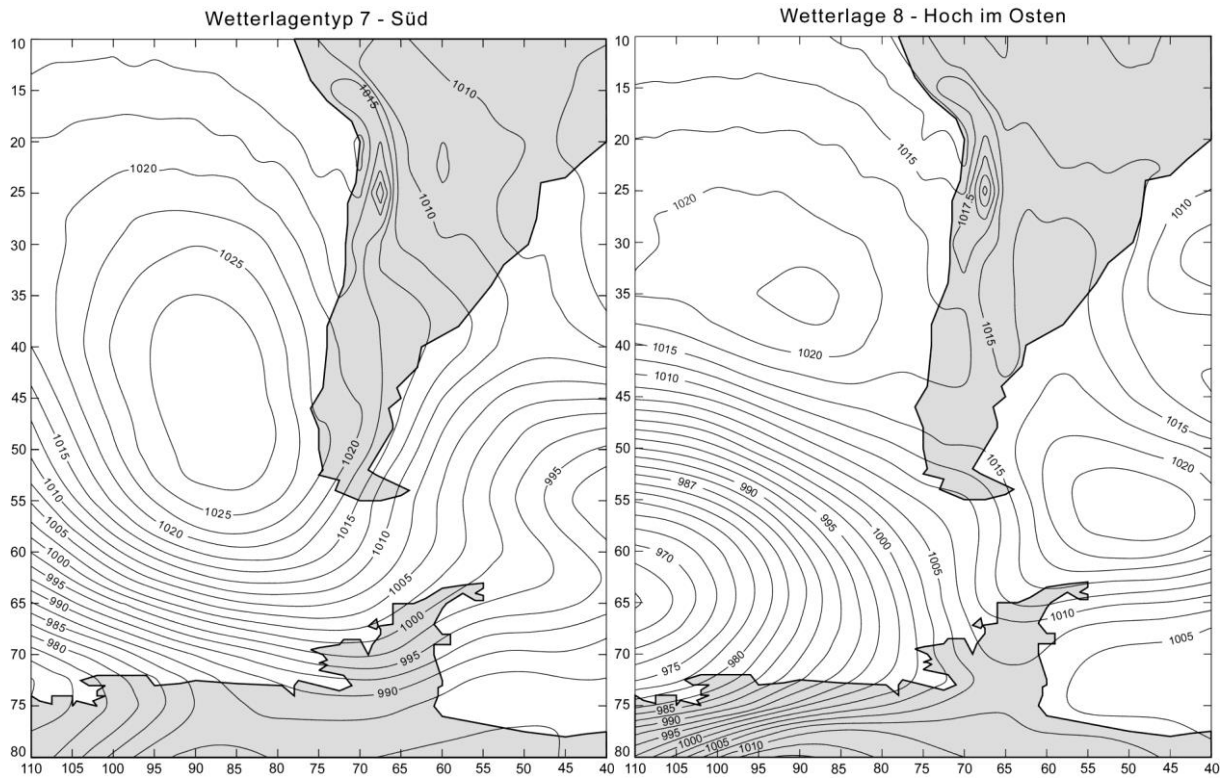


Abb. 3.6

e) Lage mit Hochdruckkeil



f) Lage mit Hochdruckbrücke



3.5.2 Häufigkeiten

Die Häufigkeit des Auftretens einzelner Zirkulationstypen wurden auf der Grundlage der Klassifikation über 20 Jahre untersucht (Abb. 3.7).

Die Zirkulationstypen a bis d, dargestellt in Blautönen, sind durch starke Westwinddrift geprägt. Diese vier Druckmuster nehmen zusammen 60,2% aller Tage ein. Dieser hohe Anteil von Westwetterlagen steht im Einklang mit den in Kap. 2 abgeleiteten Aussagen zur allgemeinen Zirkulation der Region. Allein die typische Westlage a ist mit 34,3% aller Tage sehr bestimmend für das Wettergeschehen in Südpatagonien. Eine nach Süden verschobene Lage der pazifischen Antizyklone kennzeichnet die in gelb bis orange Farbtönen (e, f, g) dargestellten Druckmuster. Diese drei Typen nehmen einen Anteil von 17,3% aller Tage ein. In rosa und violett sind die beiden Druckmuster h und i dargestellt, die ein charakterisierendes Hochdruckgebiet direkt östlich von Patagonien aufweisen. Diese Lagen sind mit insgesamt 6,4% eher selten. Das Zirkulationsmuster j mit schwachem Druckgradienten kommt alleine mit 5,8% fast ebenso häufig vor.

Einen Anteil von 10,3% nehmen die unklassifizierten Tage ein. Beachtet man die hohe Signifikanzgrenze, die mit der Wahl des Schwellenwertes von 0,7 gesetzt wurde, ist dieser Wert sehr gering. Nach YARNAL UND FRANKES (1993) werden bei einem Korrelationsschwellenwert von 0,7 bei den meisten Klassifikationen nur 50% aller Tage zugeordnet.

3.5.3 Jahresgang der Wetterlagen

Bei den meisten Zirkulationstypen ist ein klarer Jahresgang zu erkennen (Abb. 3.8). Die Westlage (a), der Hochdruckkeil (e) und die Lage mit schwachem Druckgradienten (j) haben ein deutliches Maximum ihres Auftretens im Sommer, gekoppelt mit einem deutlichen

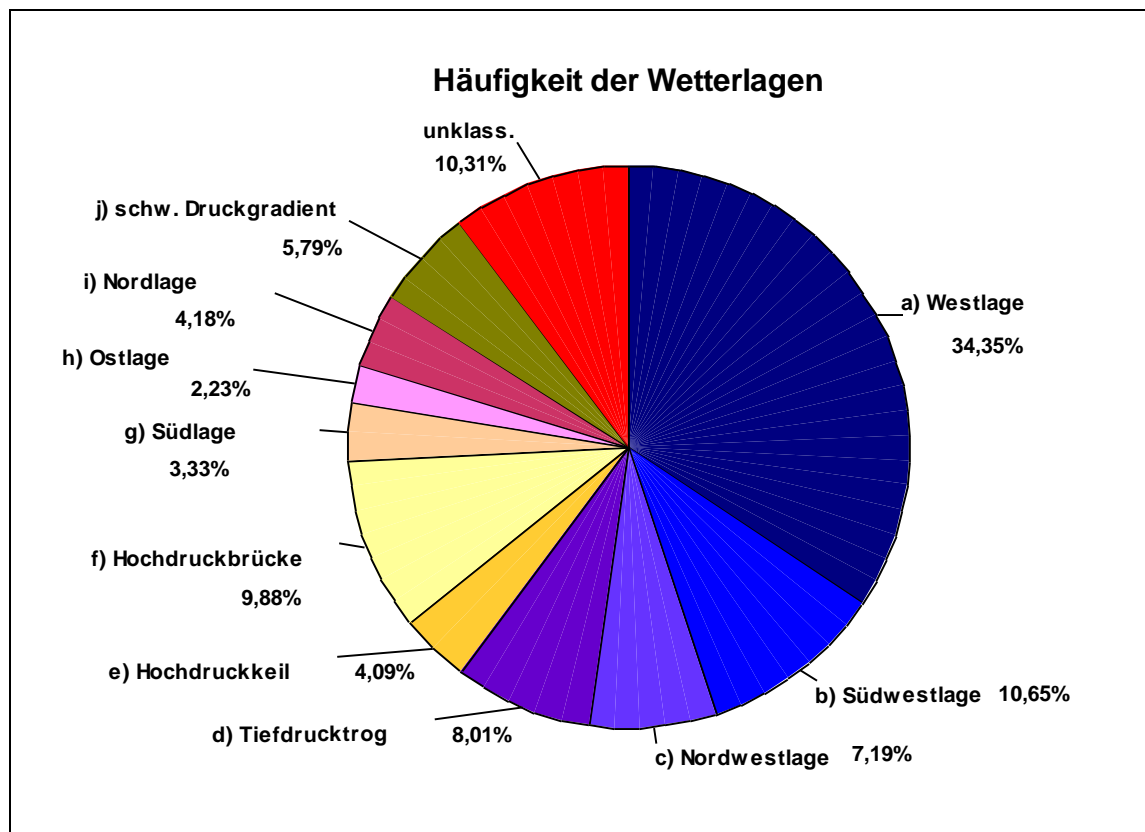


Abb. 3.7 Häufigkeiten der 10 Druckmustertypen für Südpatagonien und Feuerland im Zeitraum 1980 bis 2001.

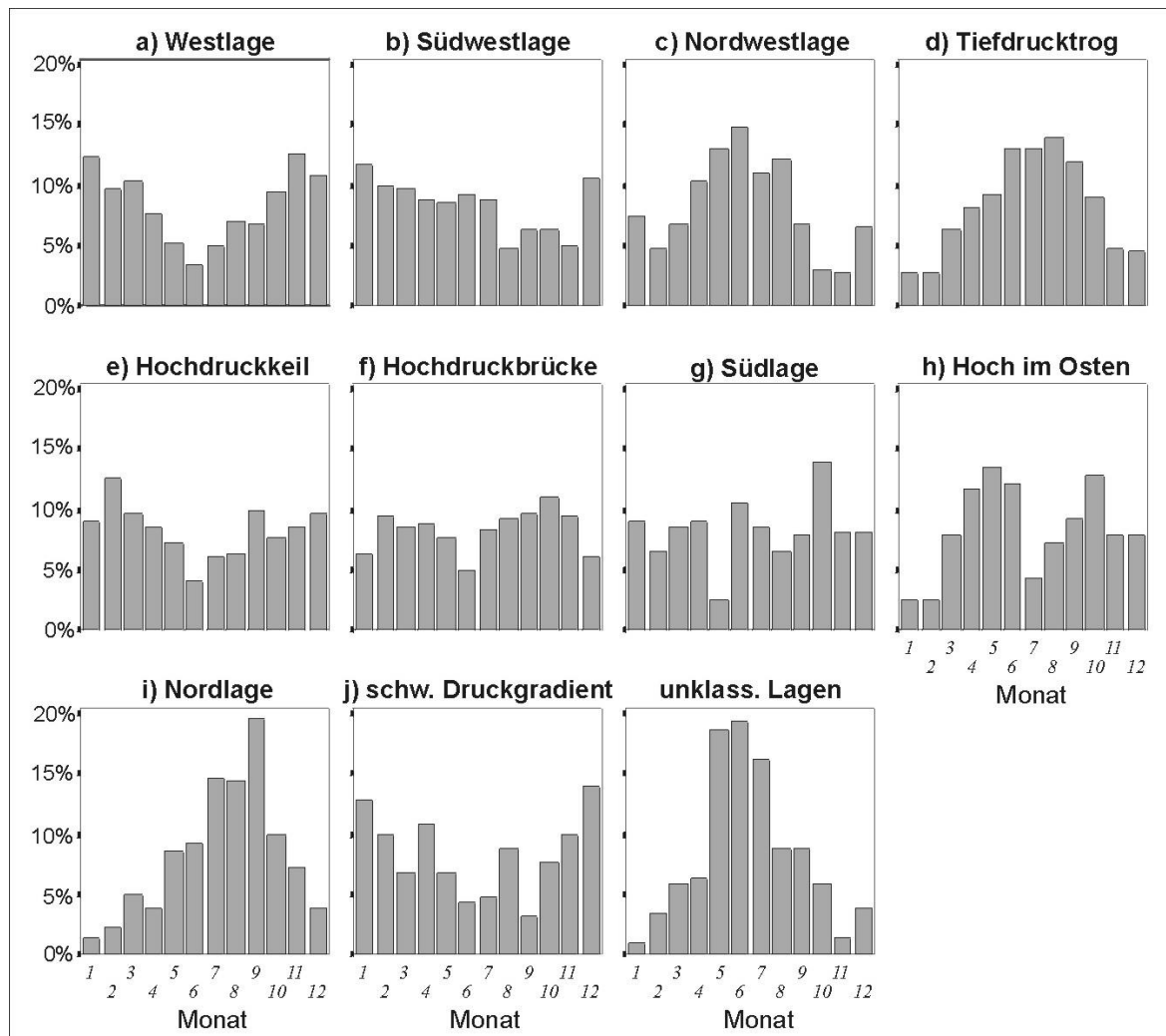


Abb. 3.8 Jahresgang der zehn Wetterlagen

Minimum im Winter. Dagegen treten die Nordwestlage (c), die Lage mit dem Tiefdrucktrog über dem Pazifik (d) und die Nordlage (i) verstärkt im Winter auf. Die Zirkulation im Sommer scheint sehr viel stabiler - im Sinne einer permanenten Westwindzirkulation - zu sein. Die häufigsten Variationen sind leichte Verlagerung, Verstärkung oder Abschwächung der typischen Druckgebilde. Große, blockierende Hoch- oder Tiefdruckwirbel im Bereich der Westwinddrift, durch die die „Winterwetterlagen“ gekennzeichnet sind, treten im Sommer weit weniger auf. Zu diesem Muster passt auch die ungewöhnlich starke Zunahme des Anteils der unklassifizierten Tage im Frühwinter. Die große Variabilität der Druckgebilde in dieser Jahreszeit bringt Wetterlagen hervor, die sich einem Typ nicht zuordnen lassen.

Während bei der Südwestlage (b) und der Südlage (g) ein Jahresgang nur schwach ausgeprägt ist, sind die patagonische Hochdruckbrücke (f) und die Ostlage (h) typische Zirkulationsmuster der Übergangsjahreszeiten. Im Übergang von der stabileren Drucksituation im Sommer zur variantenreicheren im Winter ist ein weit nach Süden vorstoßendes Hochdruckgebiet am häufigsten.

3.6 Statistische Bewertung der Klassifikation

3.6.1 Repräsentativität des Untersuchungszeitraumes

Da die Ausprägung der Wetterlagen an verschiedenen Wetterstationen während eines kurzen Zeitraumes – zwei bzw. drei Jahre – untersucht werden soll (Kap. 5) muss geprüft werden, ob die Wetterlagen in diesem Zeitraum repräsentativ verteilt sind. Zum Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagentypen über 20 und 2 Jahre wurde ein χ^2 -Anpassungstest durchgeführt. Die Nullhypothese (H_0) lautet dabei, die Verteilungen sind gleich. Die Testgröße

$$\sum_{i=0}^k \frac{(BH_i - TH_i)^2}{TH_i} \text{ mit} \quad (3.7)$$

k: Anzahl der Klassen der Stichprobe

BH_i: beobachtete absolute Häufigkeit der i-ten Klasse

TH_i: theoretisch zu erwartende absolute Häufigkeiten der i-ten Klasse, wenn die Hypothese H_0 gilt

ist mit k-1-a Freiheitsgraden χ^2 -verteilt (a: Anzahl der zu schätzenden Parameter). Um die Nullhypothese zu verwerfen, muss der kritische Wert $\chi^2_{FG; \alpha}$ überschritten werden. Die kritischen χ^2 -Werte finden sich in Tabellen (BAHRENBURG ET AL. 1992). Der χ^2 -Test liefert mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 0,05 das Ergebnis, dass die beiden Häufigkeitsverteilungen nicht signifikant voneinander abweichen. Nach dem Häufigkeitenvergleich repräsentieren die beiden Untersuchungsjahre ab Oktober 1999 also das rezente Klima zumindest in Bezug auf die Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen. Diese Schlussfolgerung bezieht sich jedoch nicht auf das saisonal gebundene Auftreten der Wetterlagen. Dieses lässt sich nicht testen, da die Häufigkeiten oft unter 5-maligem Auftreten pro Monat liegen.

Die Häufigkeiten der Wetterlagen in den beiden Zeiträumen (Tab. 3.4) weichen nie um mehr als 1,6 % voneinander ab.

Zirkulationstypen	Auswertung über 2 Jahre		Auswertung über 20 Jahre	
	Absolute Häufigkeit	Relative Häufigkeit	Absolute Häufigkeit	Relative Häufigkeit
unklassifiziert	64	8,7	753	10,3
a: Westlage	258	35,2	2509	34,3
b: Südwestlage	90	12,3	778	10,7
c: Nordwestlage	46	6,3	525	7,2
d: Tiefdrucktrog	49	6,7	585	8,0
e: Hochdruckkeil	33	4,5	299	4,1
f: Hochdruckbrücke	68	9,3	722	9,9
g: Südlage	24	3,3	243	3,3
h: Ostlage	19	2,6	163	2,2
i: Nordlage	39	5,3	305	4,2
j: schw. Druckgradient	41	5,6	423	5,8

Tab. 3.4 Relative Häufigkeiten der Wetterlagen über 2 Jahre (1999 – 2000) und über 20 Jahre (1980 – 1999).

3.6.2 Unterschiedlichkeit der Wetterlagen

Es gilt zu prüfen, ob die zehn erhaltenen Wetterlagen wirklich verschieden sind. Um dies zu klären, wurde ein nicht-parametrischer U-Test nach Mann/Whitney für die Parameter Windgeschwindigkeit, Niederschlag, Temperaturabweichung, relative Feuchte und Globalstrahlung an der AWS Gran Campo NPB durchgeführt. Mit diesem Test kann die Hypothese überprüft werden, ob zwei Verteilungen – in diesem Fall die Ausprägung eines Klimaelementes bei zwei verschiedenen Wetterlagen - in ihrer zentralen Tendenz übereinstimmen.

Die Nullhypothese lautet dabei: Die beiden Zufallsvariablen sind insgesamt gleich groß, also die Mittelwerte bzw. die Mediane desselben Parameters zweier verschiedener Wetterlagen stimmen überein. Um dies festzustellen werden die Werte der betrachteten Variablen in eine einheitliche Rangordnung gebracht, anschließend werden die Rangzahlen jeder Stichprobe - also jeweils die Rangfolge der Tage, die den beiden betrachteten Wetterlagen jeweils zugeordnet sind - aufsummiert (Summen: R_1 bzw. R_2). Die Testgröße U wird als das Minimum von U_1 und U_2 mit

$$U_1 = n_1 * n_2 + \frac{n_1(n_1 + 1)}{2} - R_1 \quad (3.8)$$

$$U_2 = n_1 * n_2 + \frac{n_2(n_2 + 1)}{2} - R_2. \quad (3.9)$$

definiert. Diese Testgröße ist U-verteilt. Die kritischen U-Werte $U_{n_1, n_2; \alpha}$ dieses Tests finden sich in Tabellen (z. B. BAHRENBURG ET AL. 1992). Ist

$$1/U > 1/U_{n_1, n_2; \alpha} \quad (3.10)$$

wird die Nullhypothese abgelehnt.

Dazu ist keine Normalverteilung Voraussetzung, weshalb dieser Test einem Test auf die Übereinstimmung von Mittelwerten (t-Test) bei den erhaltenen Verteilungen vorzuziehen ist. In Tab. 3.5 sind die asymptotische Signifikanz der Nullhypothese „die zentrale Tendenz der Verteilungen ist gleich“ und die Anzahl der Übereinstimmungen zwischen den einzelnen Wetterlagen dargestellt. Ist die Signifikanz kleiner als 0.05 kann man davon ausgehen, dass die zentrale Tendenz beider getesteter Verteilungen nicht übereinstimmt. Fett markiert sind in Tab. 3.5 die Signifikanzwerte über 0,05, die also auf eine Übereinstimmung der Wetterlagen bei dem bestimmten Parameter hinweisen. Die letzte Spalte fasst die Anzahl der Übereinstimmungen zusammen.

Keine der Wetterlagen stimmt in allen fünf Parametern mit einer anderen überein. Die zehn Wetterlagen sind also nicht nur im Isobarenbild, sondern auch in ihren Auswirkungen zumindest an der AWS Gran Campo NPB signifikant verschieden.

WL	Luftfeuchtigkeit	Temperatur-abw.	Niederschlag	Global-strahlung	Wind-geschw.	Übereinstimmungen
a / b	0,000	0,000	0,802	0,564	0,000	2
a / c	0,000	0,890	0,015	0,204	0,000	2
a / d	0,077	0,008	0,008	0,448	0,001	2
a / e	0,486	0,270	0,000	0,040	0,000	2
a / f	0,029	0,144	0,000	0,001	0,000	1
a / g	0,004	0,001	0,000	0,000	0,007	0
a / h	0,000	0,110	0,000	0,760	0,000	2
a / i	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0
a / j	0,000	0,000	0,001	0,550	0,000	1
b / c	0,073	0,000	0,022	0,419	0,001	2
b / d	0,042	0,000	0,018	0,305	0,658	1
b / e	0,005	0,000	0,000	0,028	0,268	1
b / f	0,109	0,000	0,000	0,001	0,383	2
b / g	0,000	0,018	0,000	0,000	0,429	1
b / h	0,006	0,006	0,000	0,613	0,000	1
b / i	0,516	0,293	0,000	0,000	0,000	2
b / j	0,031	0,203	0,002	0,414	0,000	2
c / d	0,001	0,019	0,662	0,137	0,009	2
c / e	0,001	0,333	0,007	0,011	0,074	2
c / f	0,002	0,196	0,001	0,001	0,026	1
c / g	0,000	0,001	0,000	0,000	0,110	1
c / h	0,118	0,185	0,021	0,380	0,013	3
c / i	0,392	0,003	0,000	0,000	0,016	1
c / j	0,664	0,000	0,533	0,188	0,760	4
d / e	0,118	0,241	0,036	0,195	0,547	4
d / f	0,714	0,001	0,006	0,063	0,799	3
d / g	0,000	0,373	0,001	0,001	0,776	2
d / h	0,000	0,779	0,124	0,965	0,000	3
d / i	0,028	0,142	0,000	0,001	0,000	1
d / j	0,001	0,037	0,965	0,806	0,005	2
e / f	0,106	0,046	0,742	0,875	0,801	4
e / g	0,121	0,035	0,097	0,045	0,839	3
e / h	0,001	0,650	0,671	0,326	0,001	3
e / i	0,009	0,029	0,008	0,068	0,000	0
e / j	0,001	0,002	0,027	0,152	0,055	2
f / g	0,000	0,000	0,127	0,045	0,850	2
f / h	0,002	0,027	0,553	0,163	0,000	2
f / i	0,058	0,000	0,005	0,081	0,000	2
f / j	0,002	0,000	0,006	0,036	0,007	0
g / h	0,000	0,198	0,037	0,009	0,001	1
g / i	0,000	0,604	0,217	0,587	0,000	3
g / j	0,000	0,333	0,000	0,000	0,029	1
h / i	0,051	0,241	0,003	0,013	0,477	3
h / j	0,131	0,070	0,082	0,984	0,028	4
i / j	0,276	0,874	0,000	0,000	0,033	2

Tab. 3.5 Ergebnis des U-Tests, asymptotische Signifikanz der Übereinstimmung zweier Wetterlagen für die Parameter relative Luftfeuchtigkeit, Temperaturabweichung, Niederschlag, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit und Anzahl der Übereinstimmungen für jedes Wetterlagenpaar an der AWS Gran Campo NPB.

4 Klimatische Differenzierung im Südwesten Patagoniens

Um die regionale klimatische Differenzierung im Untersuchungsraum besser zu fassen, werden meteorologische Daten von 5 Stationen entlang eines Profils bei ungefähr 50°S analysiert. Diese Darstellung baut auf die Ausführungen zum Klima in Patagonien in Kap. 2 auf. Grundlegende Informationen über die automatischen Wetterstationen (AWS) und Wetterstationen (WS) sind in Tab. 4.1 enthalten. Die Messzeiträume an den unterschiedlichen Stationen sind in Abb. 4.1 angegeben.

4.1. Datenquellen und eigene Messungen

4.1.1 Eigene automatische Wetterstationen (AWS)

Alle eingesetzten AWS sind ähnlich gebaut und tragen die gleichen Instrumente (Tab. 4.2). Die AWS sind von Campbell Scientific Ltd., Großbritannien hergestellt. Sie sind mit Sensoren für Lufttemperatur, Luftfeuchte, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Niederschlag ausgerüstet (Abb. 4.2). Alle Größen außer dem Niederschlag werden in 2 m über Grund gemessen. Die Niederschlagsmessung erfolgt mit einem ungeschützten Kippwaagenregenschneemesser, der in 1 m über Grund aufgebaut ist.

Seit Februar 2002 ist die AWS Gran Campo NPB zusätzlich mit einem Drucksensor für barometrischen Luftdruck ausgerüstet (Abb. 4.3). Außerdem wurden zusätzliche kombinierte Windgeschwindigkeits-Windrichtungs-Sensoren der Fa. Young an den beiden Stationen AWS Gran Campo NPB und AWS Skyring angebracht.

Die Einzelheiten der Instrumentierung sind in Tab. 4.2 zusammengefasst und werden unten erläutert. Die einzelnen Messungen werden alle 60 Sekunden ausgeführt und vom Datenlogger des Typ 21X als Mittelwerte über 3 Stunden in einem Speichermodul des Typs SM192 (Speicherkapazität 192 KB) abgelegt. Die Speicherkapazität des Datenträgers reicht für eine Messperiode von ca. 9 Monaten Dauer. Das gesamte System wird von einem Solarpanel mit einer maximalen Leistung von 10 W versorgt. Eine zusätzliche Stromversorgung des internen Akkus mit einem 12,5 V Batterieblock aus 8 'Babyzellen' und einer eigens hierfür vom Institut für Mineralogie der Uni Heidelberg gebauten Ladeelektronik hilft die Perioden mit geringer Sonneneinstrahlung und kurzen Tageslängen im Winter zu überbrücken. Die AWS werden weiter über den in Abb. 4.1 dargestellten Zeitraum hinaus betrieben. Weitere über die in Abb. 4.1. hinaus bezeichneten Betriebsausfälle sind bis März 2003 nicht aufgetreten.

4.1.1.1 AWS Gran Campo Nevado, Puerto Bahamondes

Seit Oktober 1999 arbeitet eine AWS in 26 m ü. d. M. bei 52°48'S/ 72°56'W in der Puerto Bahamondes, einer Weitung des Canal Gajardo unweit der Hauptkette der Anden, gerade

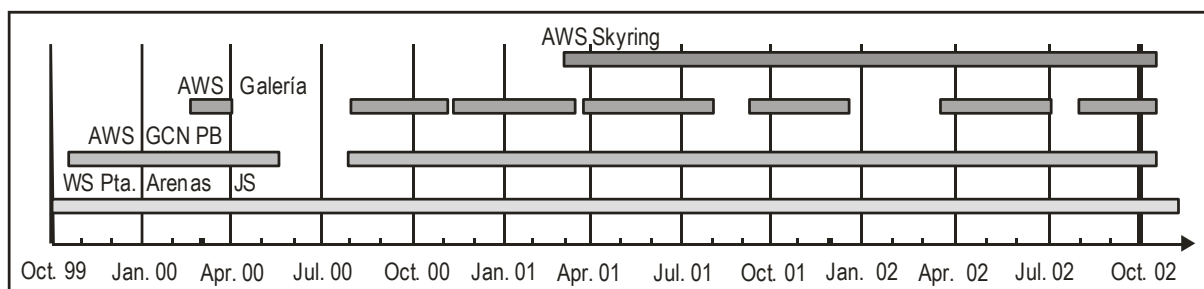


Abb. 4.1 Messzeiträume an den Stationen AWS Gran Campo NPB, AWS Galería, AWS Skyring und WS Punta Arenas JS.

Station	Typ ^a	Breite / Länge	Höhe ü. d. M.	in Betrieb seit
Faro Evangelistas	WS	52°24'S / 75°06'W	sea level	Anfang 20. Jhdt.
Punta Arenas JS	WS	53°08'S / 70°53'W	6 m	1964
Gran Campo NPB	AWS	52°48'S / 72°56'W	26 m	Oktober 1999
Paso Galería	AWS	52°45'S / 73°01'W	383 m	März. 2000
Skyring	AWS	52°33'S / 71°58'W	8 m	März 2001

Tab. 4.1 Metadaten zu den Wetterstationen der Untersuchung, ^a WS: Wetterstation, AWS: automatische Wetterstation

westlich der Gran Campo Nevado Eiskappe (GCNE) (Abb. 4.4, 4.5, 4.6). Diese Station wird im Weiteren Gran Campo Nevado Puerto Bahamondes (Gran Campo NPB) genannt. Sie ist auf felsigem Untergrund nahe des Kliffs zum Fjord hin mit Bohrhaken im Anstehenden verankert. Die nächste Stationsumgebung (Abb. 4.5) wird teils von magellanischem Moorland und teils von Schutt bzw. Gesteinsoberfläche eingenommen. Angrenzende Hänge ab ca. 400 m Entfernung und der Talboden des Río Lengua sind von dichtem immergrünem patagonischem Regenwald mit *Nothofagus betuloides* als bestandsbildendem Baum vergesellschaftet mit *Pilgerodendron uviverum* und *Drimys winteri* eingenommen (siehe auch Kap. 6). Der Datenausfall (Abb. 4.1) von Ende Mai 2000 bis Anfang August 2000 an der AWS Gran campo NPB beruhte auf mangelnder Stromversorgung an der AWS. Das zusätzliche Batteriemodul zur Überbrückung strahlungsarmer Perioden war in diesem Zeitraum noch nicht installiert worden.

4.1.1.2 AWS Galería

Eine zweite AWS (AWS Galería) (Abb. 4.5, Abb. 4.7) ist etwas nördlich auf einem Pass in 383 m ü. d. M. zwischen zwei Auslaßgletschern der GCNE im Osten und Westen seit März 2000 in Betrieb. Nach Süden hin liegt der Anstieg zur GCNE mit Höhen über 1000 m ü. d. M. während der breite Rücken nach Norden nur wenig zu einem unbedeutenden Vorgipfel ansteigt. Die unruhige Oberfläche in der Stationsumgebung ist von Felsflächen und Grundmoränenmaterial bedeckt. Die Vegetation bedeckt weniger als 10% der Oberfläche und besteht neben Gräsern, Flechten und Moosen aus kleinen Büschen von *Nothofagus antarctica*. Aufgrund der harten klimatischen Bedingungen am Messstandort fiel AWS

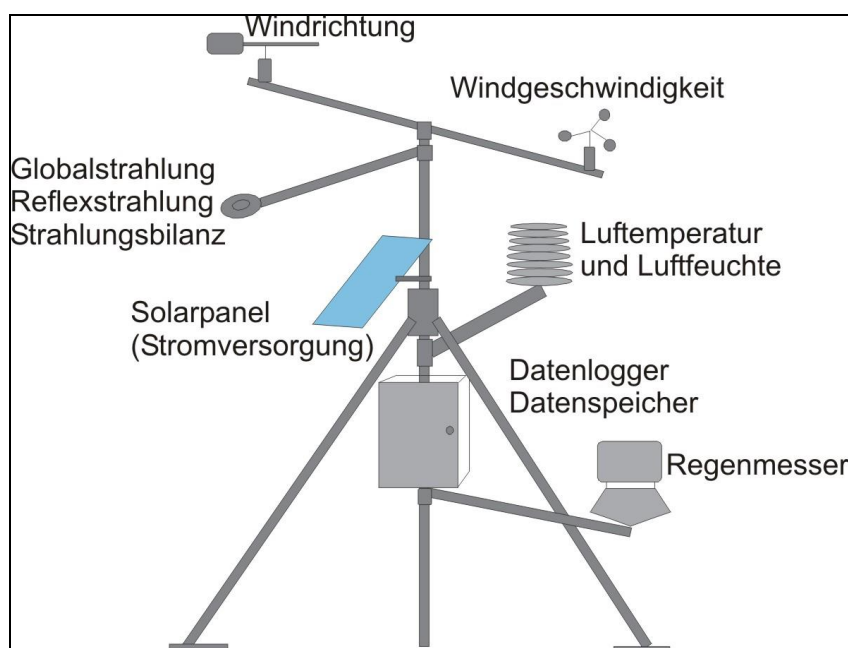


Abb. 4.2 Schematischer Aufbau und Instrumentierung der verwendeten AWS.

Meteorologische Variable	Instrument	Genauigkeit	AWS Hütte	AWS Gletscher	AWS Paß	AWS Skyring
Lufttemperatur	Thermistor im kombinierten Temperatur– Feuchte – Sensor 'HMP-35AC' der Firma Vaisala	$< 0,1 \text{ K}$	+	+	+	+
relative Luftfeuchte	Kondensator im kombinierten Temperatur– Feuchte – Sensor 'HMP-35-AC' der Firma Vaisala	$\pm 3\%$	+	+	+	+
Niederschlag	Kippwaage 'AGR100'	bis -20%	+	+	+	+
Windrichtung	Windfahne 'W200P'	$\pm 2^\circ$	+	+	+	+
Windgeschwindigkeit	Schalenanemometer 'A100R'	$1\% \pm 0,1 \text{ m/s}$	+	+	+	+
Globalstrahlung / Reflexstrahlung	Silicon-Photozelle Typ 'SP1110'	$\pm 5\%$	+	+	+	+
Strahlungsbilanz	'Q-6' Net-Radiometer	$< 5\%$	----	+	----	----
Boden-thermometer	Thermistor Typ '107 Temperature Probe'	$< 0,1 \text{ K}$	----	+	----	----

Tab. 4.2 Standardinstrumentierung der AWS.

Galería mehrmals für erhebliche Zeiträume aus (Abb. 4.1). Trotzdem fügen die vorhandenen lückenhaften Daten dem Bild, welches vom Regionalklima des Raumes gezeichnet werden kann, wichtige Aspekte im Hinblick auf vertikale Gradienten und kleinräumige Klimavariationen am Gran Campo Nevado hinzu.

Ein im Strahlungsschutzgehäuse in 2 m über Grund montierter Temperatur-Datenlogger vom Typ Hobo der Fa. Onset wurde im März 2001 am Gran Campo Nevado in 966 m ü. d. M. gerade südlich der AWS Galería angebracht.

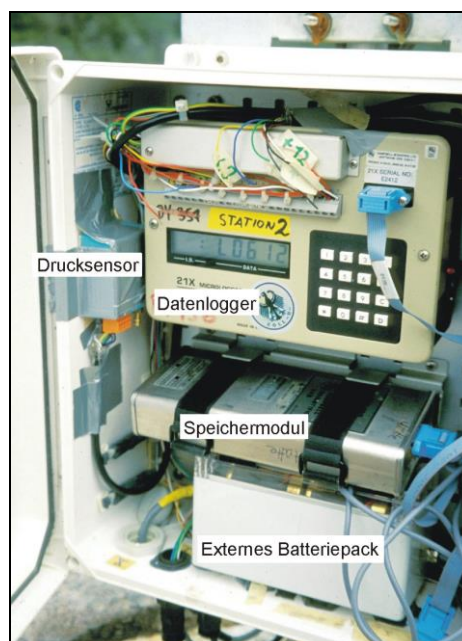


Abb. 4.3 Datenlogger und Drucksensor an der AWS Gran Campo NPB.

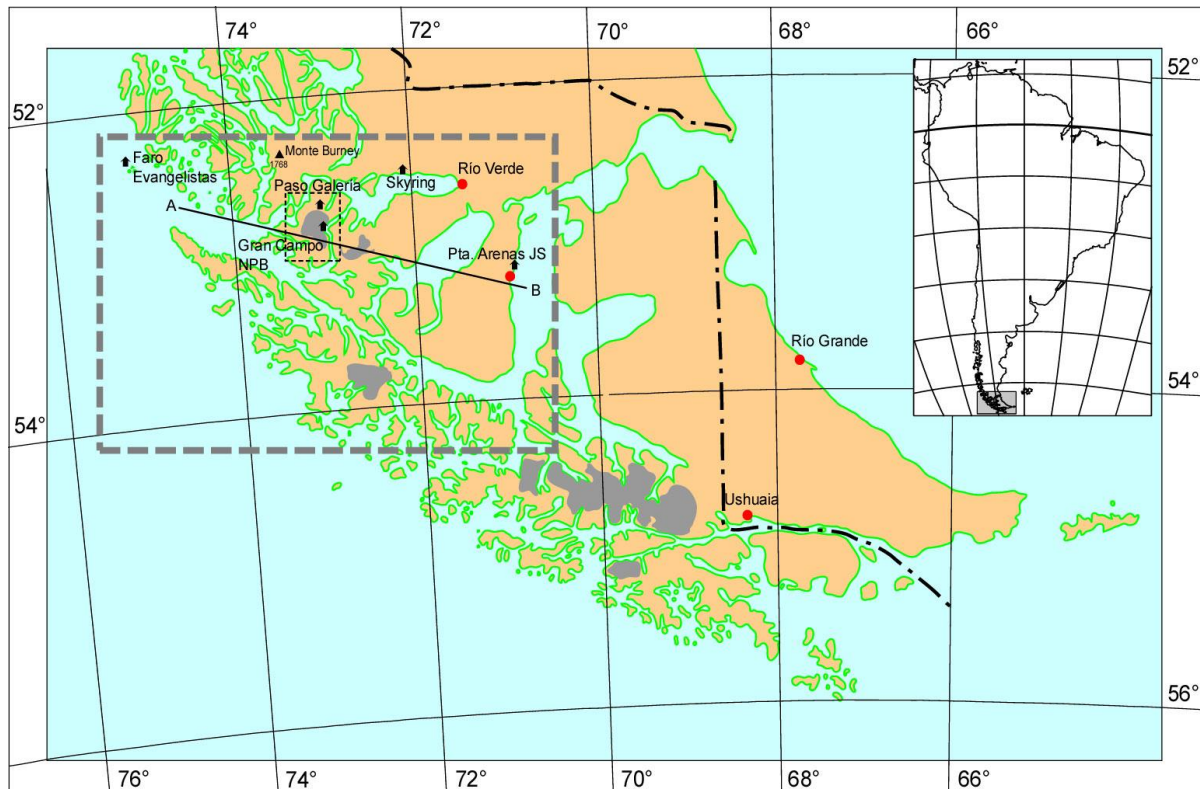


Abb. 4.4 Messtandorte der AWS und der Wetterstationen dieser Untersuchung: Faro Evangelistas (1), Paso Galería (2), Gran Campo Nevado PB (3), Seno Skyring (4) und Punta Arenas JS (5). Das große Rechteck mit der gestrichelten Linie zeigt die Region, die in Abb. 4.20 dargestellt ist. Das kleine Rechteck entspricht dem in Abb. 4.5 gezeigten Ausschnitt. Die Profil in Abb. 4.21 ist als gerade Linie von den Punkten A nach B angegeben. (Kartographie: D. Lickert, Freiburg).

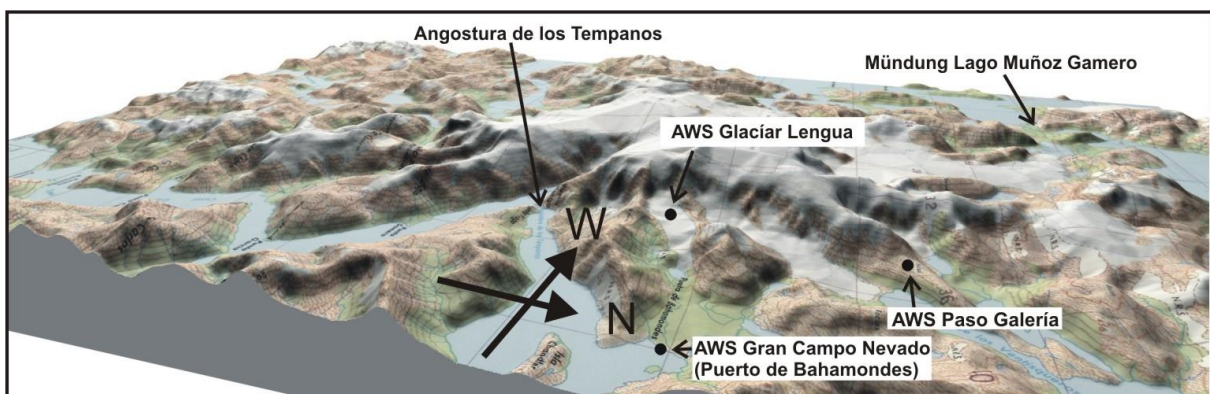


Abb. 4.5 Anordnung der AWS im Bereich des Gran Campo Nevado; die Darstellung wurde auf der Basis eines digitalen Geländemodells (Kap. 7) mit überlagerter topographischer Karte (Maßstab 1:100.000) erzeugt. Der Raumausschnitt entspricht dem kleinen gepunkteten Rechteck in Abb. 4.4. (Kartographie: M. Schnirch, Freiburg).

4.1.1.3 AWS Skyring

Eine dritte AWS (AWS Skyring), die das Ost-West-Profil bei 53°S vervollständigt, wurde zusätzlich im März 2001 an der Estancia Skyring am Nordufer des Seno Skyring aufgebaut (Abb. 4.4, Abb. 4.8). Diese AWS befindet sich auf ebenem Weideland mit Grashöhen



Abb. 4.6 AWS Gran Campo NPB, Canal Gajardo, bei 52°48'S, 72°56'W und 26 m ü. d. M.

zwischen 10 cm und 20 cm. Der Standort liegt ca. 300 m nördlich der Uferlinie des Seno Skyring in 8 m ü. d. M.

4.1.1.4 AWS Glaciar Lengua

Eine weitere AWS (AWS Gletscher) wurde ab 22. Februar 2000 für 52 Tage auf dem Auslassgletscher der GCNE Glaciar Lengua zur Bestimmung der Energiebilanz der Gletscheroberfläche in 450 m d. M. betrieben (siehe Kap. 7). Hier wurde der Messtakt auf 10 Sekunden erhöht und die Daten wurden als 10-Minuten-Mittelwerte abgelegt. An der AWS Gletscher wurden die umfangreichsten Messungen durchgeführt. Lufttemperatur wurde



Abb. 4.7 AWS Galería, Paso Galería bei 52°45'S, 73°01'W und 383 m ü. d. M.

in zwei verschiedenen Höhen gemessen, bei 25 cm und bei 200 cm über Grund. Zusätzlich wurde die Temperatur der oberflächennahen Eisschicht in etwa 20 cm Tiefe ermittelt. Außer der Globalstrahlung wurden auch Daten der Reflexstrahlung und der Strahlungsbilanz erhoben.

4.1.2 Charakteristika der an den AWS eingesetzten Messinstrumente

Eine Beschreibung der verwendeten Messgeräte mit Angaben zu Messgenauigkeit und möglichen Fehlerquellen erfolgt in den nächsten Abschnitten. Dabei wird auf die Herstellerangaben wie auch auf allgemein bekannte Probleme eingegangen, wie sie CAPPEL ET AL. (1988) und HÖHNE (2000) in Berichten des Deutschen Wetterdienstes zusammenfassen. Alle verwendeten Messgeräte wurden durch die Firma Campbell Scientific Ltd. (Großbritannien) geliefert.

4.1.2.1 Niederschlag

Die Niederschlagsmenge wurde volumetrisch mittels einer Kippwaage (auch Regenwippe genannt) vom Typ *ARG100 Raingauge* der Firma Campbell Scientific Ltd. ermittelt. Die Kippwaage sitzt in einem trichterförmigen Kunststoffgehäuse und muss mit Hilfe einer Libelle in möglichst waagerechte Position gebracht werden. Die Auffangfläche des Trichters ist in einer Höhe von 1 Meter angebracht. Die beiden Schalen der Kippwaage können eine definierte Wassermenge, die einem Niederschlag von jeweils 0,2 mm entspricht, aufnehmen. Das Niederschlagswasser wird von einem Trichter aufgefangen und tropft durch eine



Abb. 4.8 AWS Skyring bei 52°33'S / 71°58'W und 8 m ü. d. M.

Öffnung in eine der beiden Schalen, bis die definierte Menge erreicht ist. Dann kippt die Waage um und das Wasser tropft nun in die andere Schale. Jede Kippung erzeugt einen elektrischen Impuls, der vom Datenlogger registriert wird. Bei Starkregen kann es zu gerätebedingten Fehlern kommen, da während des Kippvorganges Wasser an den Schalen vorbeiströmt ohne registriert zu werden. Der Hersteller gibt den Verlust mit 4% bei einer Niederschlagsintensität von 25 mm/Std. und mit 8% bei 133 mm/Std. an. Folgende weitere Probleme treten im Zusammenhang mit Niederschlagsmessungen auf:

- **Verlust durch Windfeldd deformation:** Der Niederschlagsgeber stellt für Luftströmungen ein Hindernis dar, was dazu führt, dass mit zunehmender Windgeschwindigkeit mehr und mehr Niederschlagsteilchen am Messgerät vorbeigeführt werden (YANG ET AL. 1999). SEVRUK (1982) gibt eine Verlustspanne von 2 – 10% an.
- **Verlust durch Benetzung:** Wassertropfen bleiben aufgrund der Wasserspannung an den Innenwänden des Auffangtrichters haften und werden dadurch nicht gezählt. Angesichts der großen Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet kann dieser Fehler vernachlässigt werden.
- **Verlust durch Verdunstung aus dem Auffangbehälter:** Bei der Niederschlagsmessung über eine Kippwaage entfällt dieses Problem und auch für die analoge Messung nach *Hellmann* ist der Fehler aufgrund niedriger Lufttemperaturen und täglicher Ablesung vernachlässigbar.
- **Verlust durch Auswehen oder Sublimation von Schneeniederschlag:** Schneeniederschlag kann über einen unbeheizten Kippwaagenregenmesser ohnehin nicht erfasst werden, solange der Schnee nicht im Auffangtrichter bei Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt schmilzt. Länger anhaltender Frost und Wind führen deshalb praktisch zum vollständigen Datenausfall. Die Stromversorgung für eine entsprechende Heizung der Geräte stand nicht zur Verfügung.
- **Vibration des Gehäuses bei Starkwind:** Möglicherweise kommt es bei Wind mit Sturmstärke gelegentlich zu Vibrationen am Gehäuse des Regenmessers was zur vorzeitigen Auslösung der Kippbewegung der Kippwaage führen kann und so zu einer Überschätzung des Niederschlags während etwaiger Stürme führen kann.

Nach *Hanna* (1995, zit. in HÖHNE (2000)) dominieren bei Niederschlagsmessungen die durch Windeinflüsse bedingten Fehler alle instrumentellen Unzulänglichkeiten. Korrekturverfahren erfordern bei vergleichenden Niederschlagsmessungen in Abhängigkeit des Instrumententyps Messungen der Windgeschwindigkeit an der Oberkante des Trichters, der Lufttem-



Abb. 4.9 Niederschlagsmesser nach Hellmann, Puerto Bahamondes.

peratur, der relativen Feuchte und der Niederschlagsintensität (FUCHS ET AL. 2001, UNGERSBÖCK ET AL. 2001). Da für den eingesetzten Instrumententyp keine zusätzliche Kalibrierung zur Verfügung stand, wurden keine Korrekturen an den Originaldaten vorgenommen. Es wird davon ausgegangen, dass die vom Hersteller mitgelieferten Kalibrierungsfaktoren die meisten systematischen Fehler bei Standardwettersituationen berücksichtigen.

Bei der AWS Gletscher kam hinzu, dass durch die starken Schmelzprozesse an der Gletscheroberfläche die waagerechte Position der Kippwaage nicht immer gewährleistet war. Im schlechtesten Fall muss mit Verlusten von bis zu 20% gerechnet werden.

4.1.2.2 Temperatur

Die Temperatur wurde mit Widerstandsthermometern vom Typ *HMP35AC* ermittelt. In diesem Thermometertyp ist ein Halbleiter eingebaut, der in Abhängigkeit von der Lufttemperatur einen bestimmten Widerstand gegenüber einer angelegten Spannung aufweist. Der gemessene Widerstand [Ω] stellt das Ausgangssignal dar, das in Grad Celcius umgerechnet wird. Der Messbereich liegt zwischen 0 V und 1 V, bzw. -40°C und $+60^{\circ}\text{C}$. Der Sensor ist in einem weißen Strahlungsschutzgehäuse untergebracht. Es wurden unbelüftete Strahlungsschutzgehäuse verwendet, wodurch bei hoher kurzweiliger Einstrahlung und Windgeschwindigkeiten unter 3 m/s ein Messfehler durch Aufheizung entsteht, der bis zu mehreren Kelvin betragen kann.

Zur Erfassung der Temperatur in der oberen Eisschicht auf dem Glaciar Lengua wurde ein Widerstandsbodenthermometer vom Typ *107 Temperature Probe* verwendet.

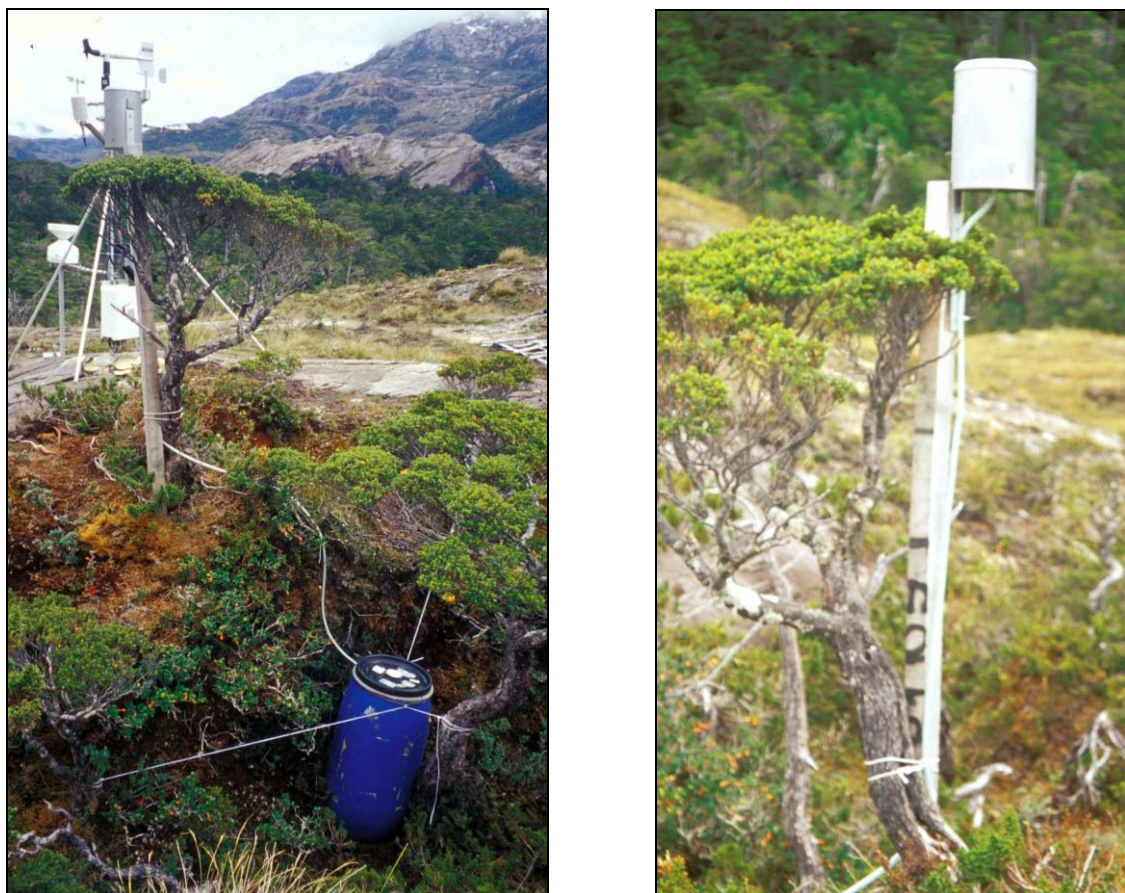


Abb. 4.10 rechts (a): Niederschlagsmesser nach Hellmann mit Sammel-tank, Puerto Bahamondes, im Hintergrund AWS Gran Campo NPB, links (b): Sammelgefäß des Niederschlagsmessers mit Ablaufschlauch zum Sammel-tank.

4.1.2.3 Luftfeuchte

Die Luftfeuchte wurde nach dem gleichen Messprinzip wie die Lufttemperatur als Widerstandssignal über einen Kondensator ermittelt. Da ein kombinierter Temperatur- und Feuchtesensor verwendet wurde, beziehen sich die Werte der relativen Feuchte auf die direkt im Strahlungsschutzgehäuse gemessene Temperatur. Dadurch werden die oben angesprochenen Fehler bei der Temperaturmessung automatisch auch auf die Werte der relativen Feuchte übertragen.

4.1.2.4 Wind

Der Wind ist im Gegensatz zu den bisher genannten skalaren meteorologischen Elementen eine vektorielle Größe, die sich aus der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit zusammensetzt. Im Rahmen der durchgeführten Messungen wurde nur die horizontale Komponente dieser Größen berücksichtigt.

Zur Bestimmung der Windrichtung wurden aerodynamische Windfahnen vom Typ *W200P* eingesetzt.

Die Windgeschwindigkeit als die Entfernung, die ein Luftteilchen pro Zeiteinheit zurücklegt (Windweg), wurde mit einem Schalenanemometer ermittelt, das als Ausgangssignal eine Drehzahl liefert, die zur automatischen Erfassung in ein Frequenzsignal umgewandelt wird. Die Angabe der Windgeschwindigkeit erfolgt in m/s ($1 \text{ m/s} = 3,6 \text{ km/h}$). Ungenauigkeiten bei der Erfassung der Windgeschwindigkeit ergeben sich aus der Überwindung eines gewissen Anlaufwiderstandes bei schwachem Wind und dem Nachlauf des Rotors nach einzelnen Böen. Bei beiden Windmessgeräten können Probleme durch Vereisung an kalten Tagen auftreten. Weiterhin unterliegen alle beweglichen Teile einem gewissen Verschleiß.

4.1.2.5 Strahlung

Strahlungsmessungen wurden mit Pyranometern mit Silicium-Photozellen vom Typ *SP1110* (kurzwellige Strahlung) sowie mit *Q-6 Net Radiometern* (Strahlungsbilanz) durchgeführt. Alle Stationen waren mit Globalstrahlungsgebern ausgerüstet, die AWS Gletscher zusätzlich mit Gebern für die Strahlungsbilanz und die kurzwellige Reflexstrahlung.

Strahlungsmessgeräte benötigen vergleichsweise häufige Wartung, da Verunreinigungen der Empfängerflächen beziehungsweise der Glas- oder Kunststoffabdeckungen die Messungen



Abb. 4.11 Wetterstation Éstacion Jorge C. Schythe (WS Punta Arenas JS) auf dem Gelände des Instituto de la Patagonia, Universidad de Magallanes in Punta Arenas (aus: www.umag.cl/ins-pat/geociencias/climatologia/climatologia.html)

empfindlich stören. Jedes Niederschlagsereignis in fester oder flüssiger Form muss daher zu beträchtlichen Fehlern führen, was große Vorsicht im Umgang mit den Daten erfordert.

4.1.2.6 Analoge Kontrollmessungen/ Wetterbuch

Zusätzlich zu den Messungen der AWS wurde während der verschiedenen Feldkampagnen ein Wetterbuch geführt, in das sowohl visuelle Beobachtungen als auch an analogen Messgeräten abgelesene Werte eingetragen wurden. Aufgrund der oft bis in den späten Abend reichenden Geländearbeiten wurden als Ablesetermine Zeiten zwischen 20 Uhr und 22 Uhr gewählt. Folgende meteorologische Größen wurden betrachtet:

- Himmelsbedeckung in Achteln
- Wolkenart
- Wolkenzugrichtung
- Luftdruck
- Windrichtung
- Windgeschwindigkeit (subjektive Schätzung)
- Lufttemperatur
- Niederschlag, Art und Summe
- Sicht

An analogen Messgeräten wurden ein Niederschlagsmesser nach Hellmann, ein herkömmliches Quecksilberthermometer, teilweise ein Assmannsches Aspirationspsychrometer und ein Höhenmesser der Firma Thommen als Barometer verwendet.

Der analoge Niederschlagsmesser nach Hellmann ist in 1 m über Grund an einem Holzpfehl auf einer ebenen, exponierten Fläche unweit der AWS Gran Campo NPB in ca. 20 m ü. d. M. Hütte befestigt (Abb. 4.9). Er hat eine Auffangfläche von 200 cm², die von einem scharfkantig abgedrehten, konisch geformten Messingring mit einem Durchmesser von 159,6 mm begrenzt wird. Zur Ermittlung der Niederschlagsmenge wurde jeden Abend (im Bedarfsfall auch zweimal täglich) der Inhalt des Auffanggefäßes im Inneren des Zinkzylinders in einen Messbecher umgeschüttet. Die hier abgelesene Wassermenge [ml] kann durch Division mit dem Teiler 20 in Niederschlag [mm] umgerechnet werden. Eine weitere Messung des Niederschlags erfolgt an einem zweiten Regenmesser nach Hellmann seit März 2002. Dessen Auslauf ist mit einem abgedichteten 250 l Plastikfass verbunden (Abb. 4.10). Das Instrument befindet sich in 2 m über Grund direkt neben der AWS Gran Campo NPB und dient als langfristige Vergleichsmessung zur digitalen Erfassung des Niederschlages.

4.1.3 Daten anderer Wetterstationen

Die Daten der bisher beschriebenen AWS können mit den langjährigen Erhebungen an der WS des Instituto de la Patagonia, Universidad de Magallanes, in Punta Arenas an der Magellanstraße verglichen werden (SANTANA 1999). Diese WS Jorge C. Schythe, wird im weiteren als WS Punta Arenas JS bezeichnet (Abb. 4.4, Abb. 4.11). Die Messungen an der WS Punta Arenas JS umfassen Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Windrichtung sowie Niederschlag. Die WS wird entsprechend der Richtlinien der World Meteorological Organisation (WMO) betrieben, wobei die Windgeschwindigkeit in zehn Metern über Grund gemessen wird.

Zusätzlich werden Monatsmittelwerte von Lufttemperatur und Niederschlag der WS Faro Evangelistas (52°24' S, 75°06' W), die von der chilenischen Marine betrieben wird, in die weiteren Betrachtungen einbezogen.

4.2 Klimatische Differenzierung im Umfeld des Gran Campo Nevado

In Kap. 4.2 werden Besonderheiten und innere Differenzierung des Klimas am Gran Campo Nevado dargelegt. Die generelle klimatische Einordnung wird im Kap. 4.3 im Zusammenhang und im direkten Vergleich mit den anderen Stationen entlang des West-Ost-Profiles vorgenommen.

4.2.1 Windrichtung

Die Winddaten aller drei AWS am Gran Campo Nevado spiegeln die Lage in der permanenten Westwinddrift wider. In den Häufigkeitswindrosen (Abb. 4.12) treten verschiedene vorherrschende Windrichtungen hervor, die sich durch die unterschiedliche Topographie der Standorte erklären lassen.

An der AWS Gran Campo NPB dominieren Winde aus West, während an der AWS Galería auf dem Pass nordwestliche Richtung vorherrscht. Wind aus östlichen Richtungen stellt bei beiden Stationen eine seltene Ausnahmesituationen dar. Auf dem Glaciar Lengua ist die Situation weniger deutlich. Hier sind zwei Häufigkeitsmaxima auf Nordwest und auf Südwest ausgebildet und auch die übrigen Windrichtungen sind etwas stärker vertreten. Vermutlich gibt die AWS Galería am besten das übergeordnete, großräumige Windregime wider, da diese Station den exponiertesten Standort hat, der am wenigsten im Windschatten des Gran Campo liegt. Auf dem Glaciar Lengua kommt am deutlichsten die Wirkung von umgebender Topographie und Mesoklima des Eiskörpers zum Ausdruck. Zusammen bewirken diese Einflußgrößen einen häufigen Wechsel zwischen der übergeordneten Windrichtung aus Nordwest und der Luftströmung aus Südwest, die dem Verlauf des Gletschers folgt. Vermutlich bewirken bereits kleinere Änderungen in der großräumigen Anströmrichtung auf das GCN eine Kanalisierung entlang der einen oder der anderen Hauptwindrichtung an der AWS Glaciar Lengua, nämlich über den Rücken am Südhang des El Camello (NW) oder entlang der Fließrichtung des Glaciar Lengua (SW) (vgl. Abb. 4.5). Teilweise zeigt sich in den Daten der AWS Glaciar Lengua aber auch ein gewisser Tagesgang der Windrichtung, der einen nächtlichen Kaltluftabfluß entlang des Gletschers andeutet, während sich um die Mittagszeit wieder die übergeordnete Windrichtung durchsetzt (Abb. 4.13). Im Hinblick auf die beachtliche Größe des Gran Campo Nevado ist die Ausprägung des nächtlichen Kaltluftabflusses über die Auslaßgletscher aber als schwach einzustufen und wird meist von den zyklonalen Störungen der Westwinddrift überlagert.

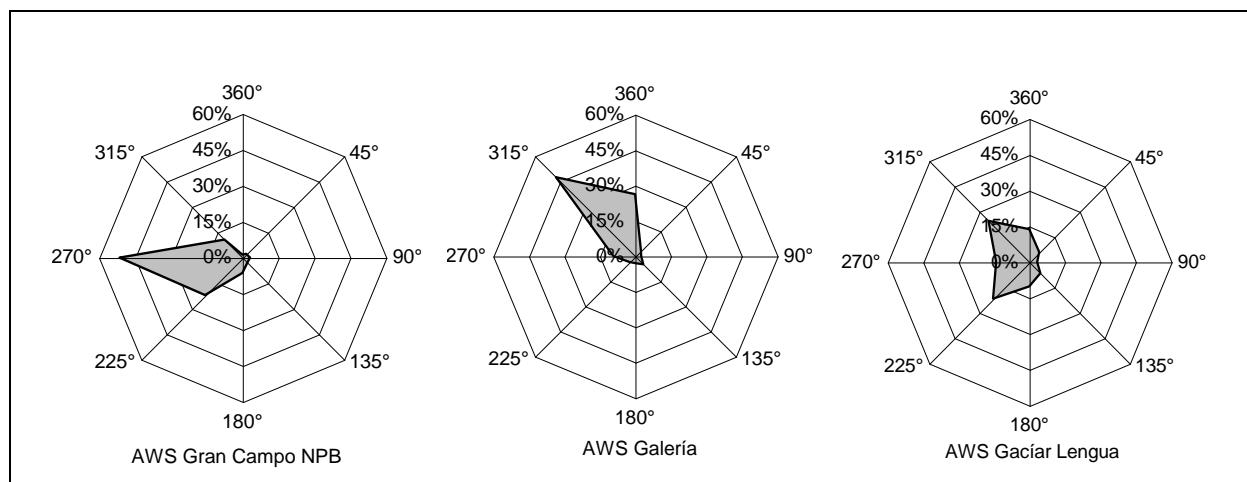


Abb. 4.12 Häufigkeitswindrosen der drei AWS Gran Campo NPB, Galería und Glaciar Lengua. Datengrundlage ist jeweils der gesamte verfügbare Datensatz mit 3-Stunden-Mittelwerten aus dem Jahre 2000.

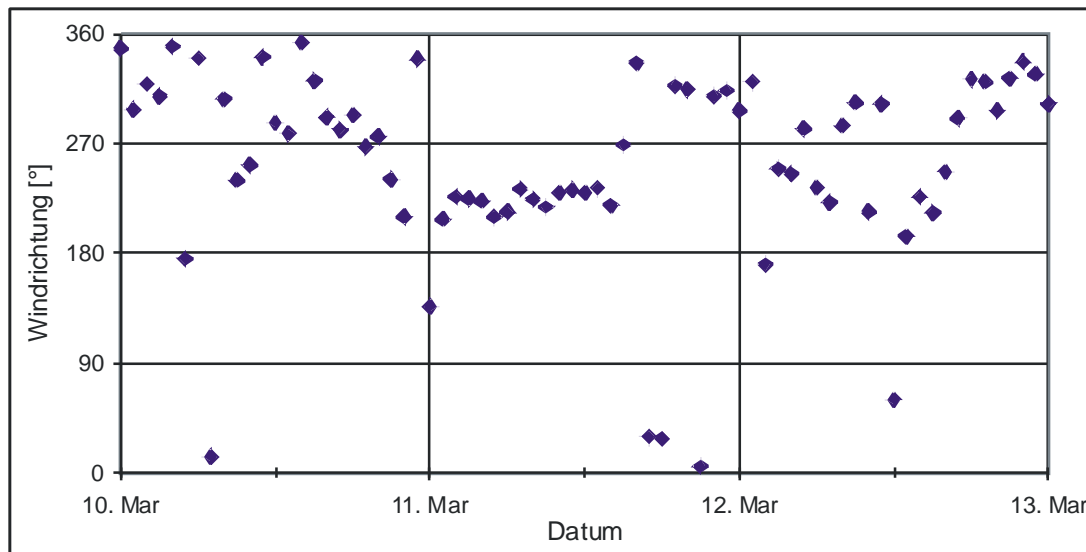


Abb. 4.13 Der Windrichtungswechsel auf dem Glaciar Lengua folgt zeitweise während Schönwetterperioden einem Tagesgang mit nächtlichem Kaltluftabfluß entlang des Gletschers (SW) und Drehen auf NW um die Mittagszeit, Daten aus März 2000.

4.2.2 Vertikale Temperaturgradienten

Die verschiedenen Temperaturmessungen in unterschiedlichen Höhenniveaus erlauben die Bestimmung mittlerer hypsometrischer Temperaturgradienten am Gran Campo Nevado (Tab. 4.3). Dabei wurden alle verwertbaren zeitgleichen Einzelmessungen für die jeweiligen Stationspaare berücksichtigt. Die ermittelten Gradienten zwischen 0,61 K/100 m und 0,67 K/100 m zwischen den Stationspaaren AWS Gran Campo NPB, AWS Galería und dem Temperatursensor am Eisrand des GCNE auf 966 m ü. d. M. (Abb. 4.14) entsprechen genau den Erwartungen bei im Mittel feuchtadiabatischer Luftschichtung unter kühlen und feuchten Bedingungen.

Ein höherer Wert von 0,74 K/100 m wird für den Gradienten zwischen der AWS Gran Campo NPB und der AWS Glaciar Lengua erhalten. Dies ist wohl auf die kalte Eisoberfläche zurückzuführen, die die höher gelegene Station auf etwas kühlerem Niveau hält. Dagegen hat sich im Mittel für die einjährige Messreihe vom März 2002 bis zum März 2003 zwischen der AWS Gran Campo NPB und einem an einem Baumstamm auf der östlichen Seitenmoräne des Glaciar Lengua in 380 m ü. d. M. durch A. Vogel (Uni Münster) angebrachten automatischen Temperatursensor ein etwas geringerer Wert von 0,52 K/100 m ergeben. Dieser Temperatursensor war im lockeren Bestand in einigen Dezimeter über Grund an einem Baumstamm festgebunden und außerdem nicht durch ein Strahlungsschutzgehäuse gesichert. Aufgrund der Lokation des Sensors im Bestand, der geringen Messhöhe und des

Station 1	Höhe 1	Station 2	Höhe 2	H.-Diff	Temp-Diff.	Temp.-Gradient
AWS Gran Campo	26 m	Eisrand GCNE	966 m	940 m	6.3 K	0.67 K/100 m
AWS Gran Campo	26 m	AWS Galería	383 m	357 m	2.25 K	0.62 K/100 m
AWS Galería	383 m	Eisrand GCNE	966 m	583 m	3.56 K	0.61 K/100 m
AWS Gran Campo	26 m	Moräne am Glaciar Lengua	380 m	354 m	1.84 K	0.52 K/100 m
AWS Gran Campo	26 m	AWS Glaciar Lengua	450 m	424 m	3.15 K	0.74 K/100 m

Tab. 4.3 Mittlere Temperaturgradienten zwischen verschiedenen Stationen berechnet aus den Temperaturdifferenzen aller verfügbarer, zeitgleicher Einzelmessungen.



Abb. 4.14 Temperaturmessstation am Eisrand des Gran Campo Nevado bei 966 m ü. d. M., südlich des Paso Galería (Aufnahme: Rolf Kilian 2003).

mangelnden Strahlungsschutzes gegen diffuses Himmelslicht kann hier von einer durch die Messung verursachten, höheren Temperatur im Mittel ausgegangen werden, was wiederum den niedrigeren Temperaturgradienten erklärt.

4.2.3 Niederschlag

4.2.3.1 Vergleich von analoger und digitaler Niederschlagsmessung an der Puerto Bahamondes

Um die Größenordnung eines möglichen Fehlers durch die Vibration der Campbell-Kippwaage (siehe Kap. 4.1.2.1) erfassen zu können, wurden die an der AWS Gran Campo NPB aufgezeichneten Daten mit den Aufzeichnungen des Niederschlages mittels des Regenmessers nach Hellmann verglichen (Abb. 4.15). Außerdem wurde im März 2002 ein zusätzlicher Regenmesser nach Hellmann direkt neben der AWS Gran Campo NPB installiert (Kap. 4.1.2.6) und mit einem großen abgedichteten Faß verbunden, um im Einjahreszeitraum bis Februar 2003 eine Vergleichsmessung zu gewinnen.

Die Auswertung des Regenmessers mit angeschlossenem Sammelbehälter ist in Tab. 4.4 zusammengefasst. Bei der dritten Messung in März und April 2003 war der Sammelbehälter umgekippt, wodurch ein gewisser Verlust an Niederschlagswasser wahrscheinlich ist. Die

Periode	Beginn	Ende	AWS	Hellmann	Differenz.	%
Frühjahr 02	20.03.2002	07.04.2002	117 mm	109 mm	8 mm	6,6%
Gesamtjahr 02/03	08.04.2002	28.02.2003	2827 mm	2467 mm	360 mm	12,7%
Frühjahr 03	01.03.2003	17.04.2003	619 mm	535 mm*	84 mm	13,2%

* Behälter war im Starkwind umgekippt, wodurch ein gewisser Verlust nicht auszuschließen ist.

Tab. 4.4 Vergleich zwischen Regensammler nach Hellmann (Regensammlung im Faß über längere Zeiträume) und digitaler Kippwaage an der AWS Gran Campo NPB.

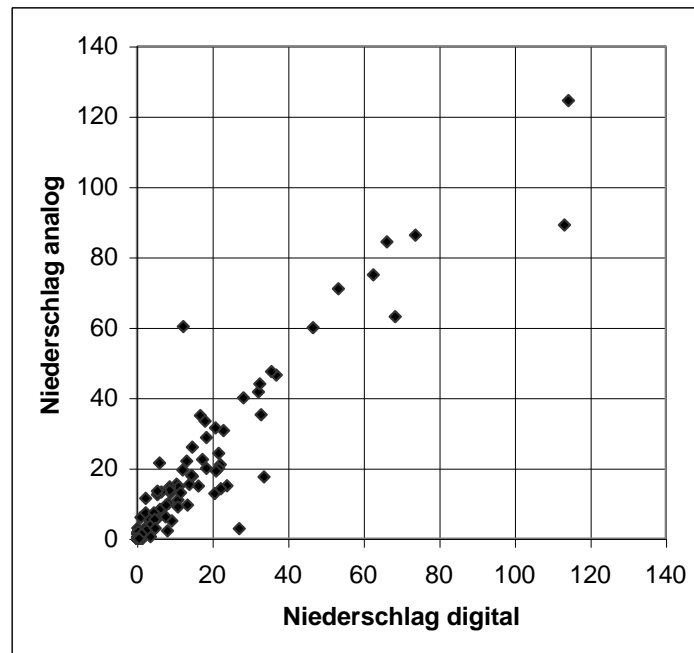


Abb. 4.15 Vergleichsmessung von Tagessummen des Niederschlages an der AWS Gran Campo NPB, gemessen mittels Kippwaage und dem analogen Regensammler nach Hellmann am Refugio Gran campo Nevado.

Abweichung - gemessen für das gesamte Jahr 2002/03 von März bis Februar - zwischen digitaler und analoger Messung beträgt ca. 13%. An der AWS werden die größeren Regenmengen gemessen. Die Messungen beider Geräte stimmen also besser als 20% überein, was unter den gegebenen klimatischen Bedingungen als gut anzusehen ist. Ein Teil der Differenz zwischen beiden Systemen liegt vermutlich in der Evaporation aus dem Verbindungsschlauch zwischen dem Sammelbehälter und dem Regenmesser nach Hellmann begründet. Die höhere relative Differenz während des längeren Messzeitraumes stützt diese These.

Der Vergleich zwischen der Niederschlagsmessung mittels Kippwaage an der AWS Gran Campo Nevado NPB und dem täglich ausgelesenen analogen Regenmesser nach Hellmann am Refugio Gran Campo Nevado für alle Zeiträume in denen seit Februar 2000 Vergleichsmessungen vorliegen (124 Tage) ist in Abb. 4.15 dargestellt. Die Gesamtsumme fällt an der AWS Gran Campo NPB um 10% geringer aus als am Niederschlagssammler nach Hellmann. Der Korrelationskoeffizient zwischen beiden Meßreihen beläuft sich auf 0,86. Die Übereinstimmung der Niederschlagssummen im Bereich von 10% wird - angesichts der vielfältigen systematischen Fehlerquellen bei der Niederschlagsmessung (vgl. YANG ET AL. 1999, SEUFFERT 2002) - als ausgezeichnet betrachtet. Da im Mittel an der AWS Gran Campo NPB die niedrigeren Tagessummen gemessen wurden kann auch davon ausgegangen werden, dass zusätzliche Kippungen der Waage bei Starkwind keinen nennenswerten Überschätzung des Niederschlages verursachen.

Der niedrige Korrelationskoeffizient liegt sicherlich darin begründet, dass die analoge Ablesung in der Regel abends gegen 21 Uhr vorgenommen wurde, während an der AWS Gran Campo NPB exakte Tagessummen erfasst werden. Außerdem liegen die Meßstandorte ca. 70 m voneinander entfernt, wobei der Regensammler nach Hellmann exponiert innerhalb einer Talung auf 15 m ü. d. M. liegt, während die AWS Gran Campo Nevado NPB sich auf einer Geländekuppe in exponierter Lage in 26 m ü. d. M. befindet.

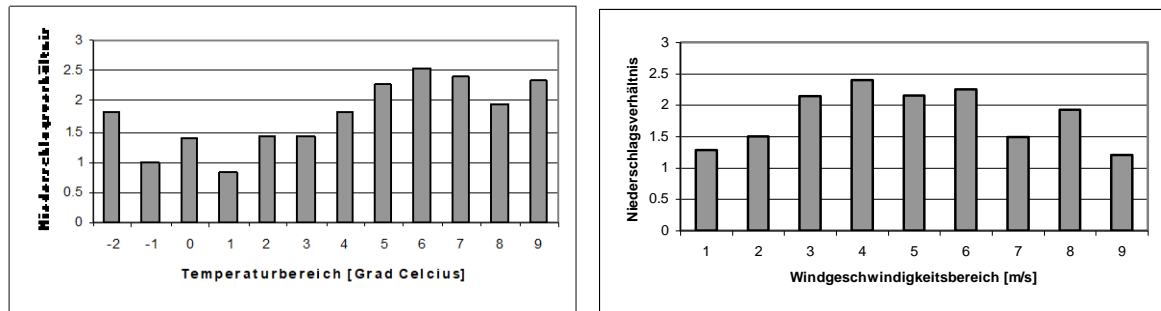


Abb. 4.16, 4.17 Mittleres Verhältnis des Tagesniederschlages an der AWS Galería zum Tagesniederschlag an der AWS Gran Campo NPB sortiert nach Temperaturintervallen an der AWS Gran Campo NPB (Abb. 4.16) und nach Windgeschwindigkeitsintervallen an der AWS Gran Campo NPB (Abb. 4.17).

4.2.3.2 Schneeniederschlag

An der AWS Galería tritt im Mittel ein deutlich höherer Niederschlag auf als an der AWS Gran Campo NPB (Kap. 4.2.3.5). Allerdings kehrt sich das Verhältnis bei Tagesmitteltemperaturen um den Gefrierpunkt an der AWS Gran Campo NPB (Abb. 4.16) um. Dies weist darauf hin, dass Schneeniederschlag nur unzureichend erfasst wird, weil in diesem Temperaturbereich an der Talstation (AWS Gran Campo NPB) noch Regen fällt, während an der AWS Galería bereits bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt Schneefall auftritt. Bei den Darstellungen Abb. 4.16 und Abb. 4.17 wurden Niederschlagsverhältnisse zwischen beiden Stationen zwischen 0,1 und 5 betrachtet (83% aller Werte), um zu verhindern, dass Extremwerte das Gesamtbild zu stark prägen. Das so ableitbare mittlere Verhältnis des Niederschlags an den beiden Stationen entspricht nicht dem Verhältnis des mittleren Jahresniederschlages an den beiden Stationen. Dies liegt daran, dass das Mittel über die Tagesverhältnisse ungleich dem mittleren Verhältnis über einen langen Zeitraum ist, da hohe Werte dieses Verhältnisses typischerweise an Tagen mit geringem Niederschlag auftreten.

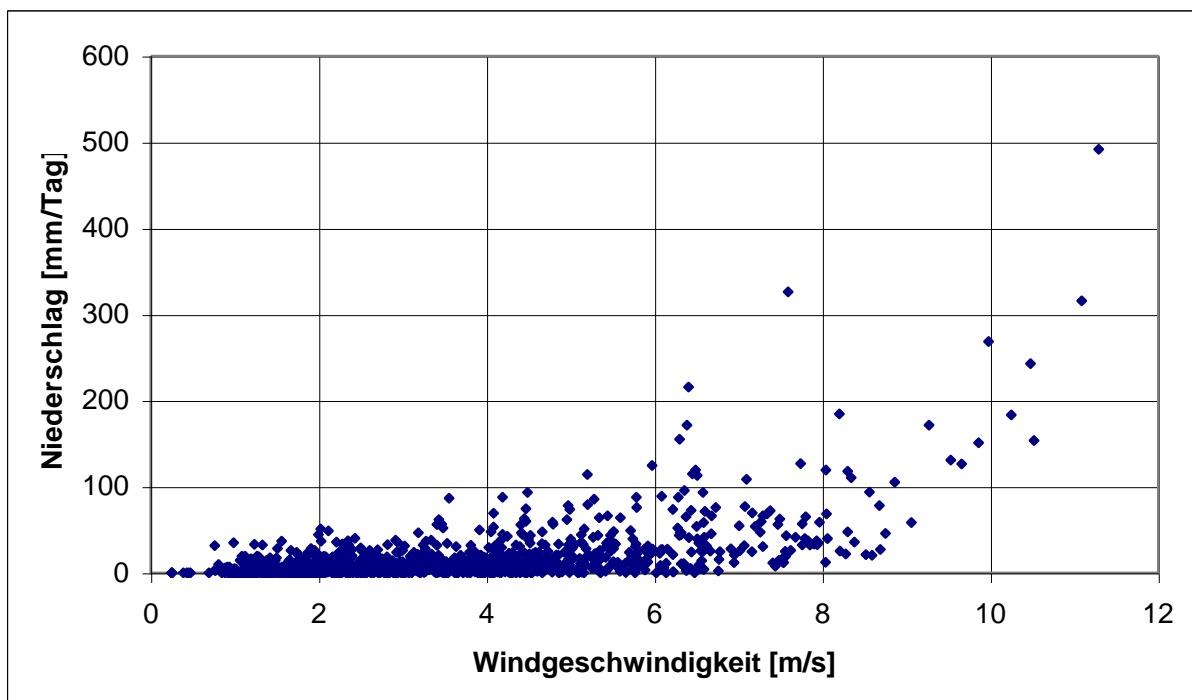


Abb. 4.18 Zusammenhang zwischen mittlerer Windgeschwindigkeit und Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB. Dem Diagramm liegen Tagesmittelwerte zugrunde.

4.2.3.3 Extremniederschläge

Zwischen Oktober 1999 und Oktober 2002 wurde an der AWS Gran Campo NPB an 34 Tagen ein Niederschlag von mehr als 50 mm innerhalb von 3 Stunden gemessen. Diese Starkregen sind mit Starkwind mit im Mittel 12,4 m/s aus westlicher Richtung verbunden. Die mittlere maximale Windgeschwindigkeit während dieser 3-Stundenintervalle - als Mittel aus den 34 Werten der höchsten Windgeschwindigkeiten im 1-Minutenmeßintervall während der 34 3-Stundenzeiträume - beträgt 27,1 m/s was auf eine hohe Böigkeit des Windes während solcher "Regenstürme" hindeutet. Diese Einzelereignisse machen 20% des Gesamtniederschlages an der AWS Gran Campo NPB aus und sind ein wichtiges Charakteristikum des Gebirgsklimas im betrachteten Teil der Anden. An 10 Tagen wurden an der AWS Gran Campo NPB in 3-Stundenintervallen mehr als 100 mm Niederschlag gemessen. Die mittlere Windgeschwindigkeit betrug dabei 14,8 m/s und die mittlere Maximalgeschwindigkeit lag bei 31,0 m/s. Östlich des Gebirges an der AWS Skyring wurden heftige Starkregenereignisse lediglich zweimal seit März 2001 erfasst. In Punta Arenas traten sie im Untersuchungszeitraum überhaupt nie auf.

Den Zusammenhang zwischen Starkniederschlag und hoher Windgeschwindigkeit verdeutlicht Abb. 4.18. Dem Diagramm liegen Tagesmittelwerte zugrunde. Tagessummen des Niederschlages über 100 mm treten dabei fast immer bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von über 6 m/s auf. Die Verteilung der Datenpunkte in Abb. 4.18 deutet darauf hin, dass bei Windgeschwindigkeiten größer 6 m/s der Zusammenhang zwischen Niederschlag und Windgeschwindigkeit verändert.

Grundsätzlich ist der Zusammenhang zwischen hoher Niederschlagsintensität und hoher Windgeschwindigkeit kein ungewöhnliches meteorologisches Phänomen. Literaturangaben über maximal mögliche Niederschlagsmengen wurden für die Aussertropen nur für die Nordhalbkugel gefunden. KHAIRULLIN et al. (1994) nennen extreme Niederschlagssummen für verschiedene Zeiträume und Orte, die annähernd auf vergleichbarer nördlicher geographischer Breite liegen von bis zu 126 mm in nur 8 Minuten (Tab. 4.5). Die weltweit höchsten Niederschläge in einem 3-Stundenintervall belaufen sich auf ca. 600 mm (RUDOLF UND RAPP 2003). Angesichts dieser Zahlen erscheinen die am Gran Campo Nevado gemessenen Werte nicht unrealistisch. Allerdings muss natürlich die unterschiedliche Genese der Niederschläge berücksichtigt werden: Während die hohen Niederschlagsintensitäten der Nordhemisphäre häufig im Zusammenhang mit sommerlicher Konvektion (Gewitterbildung) auftreten, handelt es sich am Gran Campo Nevado in der Regel um Niederschlag durch orographisch induzierte Luftmassenhebung im Bereich okkludierter Fronten bei advektivem Wettergeschehen (WEISCHET 1996, vgl. Kap. 2).

4.2.3.4 Mittlerer Niederschlag an der Puerto Bahamondes

Während des dreijährigen Messzeitraumes vom 15. Oktober 1999 bis zum 14. Oktober 2002 (genau 1096 Tage) war die AWS Gran Campo NPB an 70 Tagen und zwar vom 31. Mai bis zum 8. August 2000 außer Betrieb. Insgesamt wurden 18.356 mm Niederschlag registriert. An 48 Frosttagen war die Tagesmitteltemperatur unter 0°C. Dementsprechend wurde der mögliche Schneeniederschlag an diesen Tagen nicht erfasst. Aus allen Tagen mit einer Tagesmitteltemperatur zwischen +1°C und +2,5°C (108 Tage) wurde eine mittlere Niederschlagsrate von 6,9 mm/Tag ermittelt. Dieser Wert wurde anschließend benutzt, um den Niederschlag für die Frosttage abzuschätzen. Da die Zahl der Frosttage lediglich 48 von insgesamt 1026 Tagen, also lediglich 5% aller Tage umfasst, darf angenommen werden, dass der Fehler, der durch dieses Verfahren entsteht, gering ist. Der mittlere Jahresniederschlag während der Dreijahresperiode ergibt sich so zu 6.642 mm an der AWS Gran Campo NPB. Diese Extrapolation des Niederschlages auf den kompletten Dreijahreszeitraum darf aufgrund der verschiedenen oben diskutierten Fehlerquellen nur als ungefähre Schätzung des Niederschlages gelten und wird deshalb nur innerhalb einer Fehlerbreite von +/-20% als verlässlich gesichert angesehen.

Ort	Summe [mm]	Dauer
Füssen (Bayern)	126	8 Min.
Staat Montana, USA	305	20 Min.
ehem. Jugoslawien	806	24 Std.
ehem. Tschechoslowakei	660	24 Std.
Südfrankreich	520	24 Std.

Tab. 4.5 Extreme Niederschlagsereignisse auf der Nordhalbkugel (aus: KHAIRULLIN, 1994).

4.2.3.5 Regenmessung an der AWS Galería und am Lago Muñoz Gamero im Vergleich zur AWS Gran Campo NPB

An der AWS Paso Galería konnte an 527 Tagen von Februar 2000 bis Oktober 2002 Niederschlag aufgezeichnet werden. In diesen Zeitabschnitten überstieg der Niederschlag an der AWS Galería den Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB um 65% (Tab. 4.9, S. 111). Der aus diesem Zusammenhang berechnete Jahresniederschlag summiert sich auf knapp über 10000 mm. Da die AWS Galería im Nordwesten der Eiskappe des Gran Campo Nevado (GCNE) auf nur 383 m ü. d. M. liegt, kann angenommen werden, dass die Neuschneeakkumulation am GCNE deutlich über 10.000 mm pro Jahr liegt. Dies stimmt mit entsprechenden aus hydrologischen Methoden gewonnenen Niederschlagsabschätzungen am NPI und am SPI (DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS 1987, ESCOBAR ET AL. 1992) und mit Messungen an einem Firnkern des Glaciar Tyndall am SPI (GODOI ET AL. 2001) überein. Die hier aufgeführten Niederschlagsangaben für die Gipfelregionen sind wesentlich höher als frühere bereits in Kap. 2 zitierten Angaben von 3000 mm bis 5000 mm (LLIBOUTRY 1956) bzw. 7000 mm bis 8000 mm (SCHWERDTFEGER 1976).

Von Bedeutung für die Gletschermassenbilanz am Gran Campo Nevado ist, ob die höchsten Niederschläge direkt im Luv oder im Lee des Hauptkammes auftreten. Möglicherweise wird der Großteil des Niederschlages erst bei der Anhebung über die Hauptkette ausgekämmt und dabei ein erheblicher Anteil über den Kamm ins Lee des Gebirgszuges verfrachtet.

In den Jahren 1991 und 1992 wurden im Auftrag einer Elektrizitätsfirma von der Firma Geoestudios aus Santiago de Chile Messungen des Niederschlages an verschiedenen Örtlichkeiten im Einzugsgebiet des Seno Skyring und des Lago Muñoz Gamero vorgenommen (MARANGUNIC ET AL. 1992). Zwischen Oktober 1991 und Februar 1992 liegen dadurch Messungen des Niederschlages mit gleicher Instrumentierung im Canal Garjado an der Angostura de los Tempanos im Osten der GCNE und am Ausfluss des Lago Muñoz Gamero im Nordwesten der GCNE vor (Abb. 4.5). Die sicherlich nicht repräsentativen und nicht kontinuierlichen Messungen ergaben einen Niederschlag von 7,38 mm/Tag im Canal Garjado gegenüber lediglich 5,98 mm/Tag (ca. 80%) am Lago Muñoz Gamero als Mittel aus insgesamt 138 Tagen. Gerade östlich der GCNE wurde also im Mittel ein höherer Niederschlag ermittelt als auf der Nordwestseite der Eiskappe.

Während der Messkampagne im Februar und März 2003 wurde am Ausfluss des Lago Muñoz Gamero an 17 Tagen mit einem Standardregenschirm nach Hellmann der Niederschlag registriert. Dabei wurde eine Niederschlagssumme von 206 mm ermittelt. Im gleichen Zeitraum wurden an der AWS Gran Campo NPB 262 mm Niederschlag gemessen (127%). Allerdings war die normalerweise dominierende Westwetterlage im betrachteten 17 Tage Ausschnitt nur einmal vertreten. Für mehr als die Hälfte der Messperiode herrschte eine Südwestwetterlage vor, bei der der Messstandort am Ausfluss des Lago Muñoz Gamero im Lee des Gebirges zu liegen kommt (vgl. Abb. 4.5).

4.2.4 Exemplarische Darstellung von Wetterabläufen

Im Gegensatz zu vergleichbaren Regionen der Nordhalbkugel treten im Südwesten Patagoniens nur selten längere Phasen gleichförmigen Wetters auf. Vielmehr bedingt die schnelle Aufeinanderfolge von Zyklonen mit dazugehörigen Fronten einen häufigen Wetterumschwung (Kap. 2). Während der eigenen Geländearbeiten konnten diese schnellen Wetterwechsel oft beobachtet werden und auch die erhobenen Daten spiegeln dies wieder. An der AWS Gran Campo NPB wurden aber auch Beispiele mehrtägiger Schönwetterperioden aufgezeichnet. Diese zeigen sich am Wechsel von kleinen zu großen Tagesamplituden, wie er im Verlauf der Temperaturkurve in Abb. 4.19 zu sehen ist. In dieser Abbildung sind exemplarisch die gemessenen meteorologischen Variablen für einen Zeitraum von ca. vier Wochen gegenübergestellt und werden im folgenden erläutert.

Der Gang der geglätteten **Globalstrahlungswerte** belegt deutlich den Wechsel zwischen strahlungsreichen und strahlungsarmen Perioden und erklärt die Reaktion der Temperaturwerte. Der auf der Zeitachse etwas versetzte Beginn der Globalstrahlungskurve ist durch das Randwertproblem bei der Bildung des gleitenden Mittelwertes zu erklären. Die über mehrere Tage hohen Einstrahlungssummen (Abb. 4.19, Abschnitt 1 und 3) weisen auch auf ungewöhnlich geringe Bewölkung in diesen Zeiträumen hin.

Die **Temperaturkurve** beginnt am 15. September 2000 mit vergleichsweise deutlichen Tagesgängen (Abb. 4.19, Abschnitt 1), geht am 22.09.2000 in den „normalen“ Verlauf über (Abb. 4.19, Abschnitt 2), gefolgt von sechs Tagen mit wiederum ungewöhnlich großen Amplituden um 10 K (Abb. 4.19, Abschnitt 3). An diesen sechs Tagen (29.09. – 04.10.2000) ist nicht nur die Spanne zwischen Tag- und Nachttemperatur außergewöhnlich groß, sondern auch der Kurvenverlauf besonders glatt, mit eindeutigem Maximum am Nachmittag und dem Minimum in den frühen Morgenstunden. Das von WEISCHET (1985, 1996) beschriebene Phänomen der geköpften Tagesgänge (vgl. Kap. 2) ist an diesen Tagen also nicht zu beobachten. Statt dessen kann offenbar die Frühjahrssonne den ganzen Tag über für kontinuierliche, autochtone Erwärmung sorgen, ohne dass kühle Luftmassen nachgeführt werden. In den letzten elf Tagen des Zeitausschnitts zeigt die Kurve erneut den typischen Verlauf mit geringen Tagesamplituden, der von einer allgemeinen Abkühlung über mehrere Tage und anschließender Erwärmung überprägt ist (Abb. 4.19, Abschnitt 4).

Die Kurve zur **relativen Luftfeuchte** ist ungefähr reziprok zur Temperaturkurve, wobei höhere Temperaturen mit niedrigerem Feuchtegehalt korrespondieren. Den nachmittäglichen Temperaturmaxima im Abschnitt 3 (Abb. 4.19) steht also jeweils eine minimale relative Feuchte gegenüber, da offenbar keine zusätzliche Feuchte herantransportiert wird.

Eine Erklärung der offenbar stark wechselnden Bewölkung liefern die Daten zur **Windrichtung**. Während der Strahlungstage zu Beginn und in Abschnitt 3 (Abb. 4.19) des betrachteten Zeitausschnitts wurden neben den typischen Westwinden auch Winde aus östlichen Richtungen registriert, was bereits in Kap. 4.2.1 als Ausnahmesituation beschrieben wurde. Mit östlichen Winden geht die Zufuhr trockener Luftmassen von der ostpatagonischen Leeseite einher. Allerdings kann aber auch während dieser Tage nicht von einer ausgeprägten Ostwetterlage gesprochen werden, sondern lediglich davon, dass die Dominanz des Westwindes unterbrochen ist.

Ein Blick auf die **Windgeschwindigkeiten** in den Abschnitten 1 und 3 zeigt außerdem, dass hier die Werte mit rund 2 m/s deutlich unter dem Durchschnitt liegen. Nur zwischen, beziehungsweise nach den beiden Strahlungsperioden lassen sich wieder höhere Geschwindigkeiten verzeichnen, die schließlich in einen stürmischen Westwind am Ende des Beobachtungszeitraumes übergehen.

Schließlich spiegeln auch die **Niederschlagsdaten** einen Wechsel zwischen mehreren, aufeinander folgenden trockenen Tagen und den regnerischen Abschnitten 2 und 4 (Abb. 4.19), wider. Beachtenswert ist hier, dass das Starkregenereignis am 14. und 15. Oktober 2000, mit bis zu 40 mm in drei Stunden, mit dem genannten Sturmereignis zusammenfällt.

Im dargestellten 4-Wochenzeitraum lassen sich zwei seltene und außergewöhnlich stabile Schönwetterperioden von jeweils ungefähr sechs Tagen Dauer abgrenzen (15.09. bis 21.09.2000 und 29.09. 04.10.2000). Diese sind gekennzeichnet durch deutliche Tagesgänge bei Temperatur und relativer Luftfeuchte, hoher Globalstrahlung und schwachem Wind, teilweise aus östlichen Richtungen. Dem stehen an den jeweils folgenden Tagen kleine Amplituden von Lufttemperatur und relativer Luftfeuchte, geringe Einstrahlungssummen und eine klare Dominanz der Westwinde gegenüber. Deutlich wird dabei, dass mit höherer Windgeschwindigkeit aus westlicher Richtung auch höhere Niederschlagssummen einhergehen und der Niederschlag weitestgehend an die Westwetterlagen gekoppelt ist.

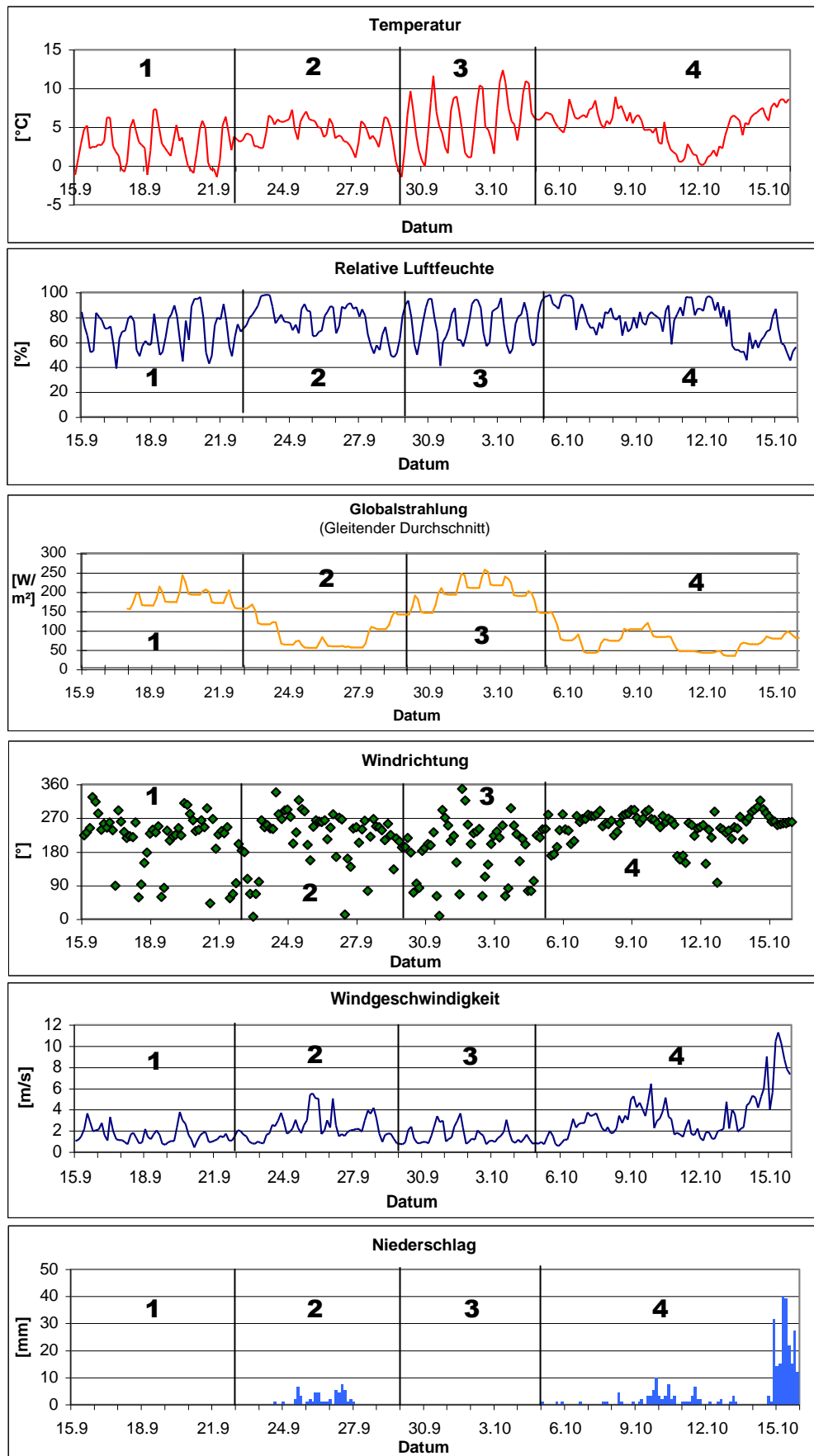


Abb. 4.19 Witterungsperioden an der AWS Gran Campo NPB, Erläuterungen im Text.

4.3 Das Klimaprofil bei 53°S

In einem etwa auf 53°S von Westen nach Osten verlaufenden Profil von rund 200 km Länge ordnet sich das Untersuchungsgebiet wie folgt in die Naturräume Patagoniens ein (Abb. 4.4, Abb. 4.20, Abb. 4.21). Der Westeingang der Magellanstraße (WS Evangelistas) stellt in der Zone des magellanischen Moorlandes einen markanten Einschnitt im Bereich der Kanal- und Inselzone dar, so dass das Gran Campo Nevado, das in dieser Breitenlage den Hauptkamm der Kordillere darstellt, vergleichsweise exponiert zu den Westwinden steht (AWS Galería). Im Lee der Eiskappe liegt im Bereich des immergrünen patagonischen Regenwaldes das nähere Untersuchungsgebiet um die Puerto Bahamondes (AWS Gran Campo NPB). Nach Osten folgen weitere Gebirgszüge mit kleineren Gletschern bei allmählich abnehmenden Gipfelhöhen. Das Profil verläuft weiter über die Zone des sommergrünen Südbuchenwaldes (*Nothofagus pumillo*) an den Ufern des Seno Skyring (AWS Skyring) und endet in Punta Arenas im Bereich der patagonischen Steppe (WS Punta Arenas JS).

4.3.1 Die Klimastationen im Vergleich

4.3.1.1 Lufttemperatur

Die Jahresmitteltemperaturen an den verschiedenen Stationen sind in Tab. 4.6 zusammengefasst. Der Unterschied in der Jahresmitteltemperatur zwischen West- und Ostseite der Anden ist gering, was zu der Aussage passt, dass die Temperaturunterschiede zwischen der West- und der Ostseite in Patagonien nach Süden hin geringer werden (vgl. Kap. 2 und PROHASKA 1976). Die Jahresmitteltemperatur an der WS Punta Arenas JS im Zeitraum von 1988 bis 2002 betrug +6,5°C. Während derselben Zeitspanne ergab sich für die Jahresmitteltemperatur an der WS Faro Evangelistas ein Wert von +6,9°C. Im Dreijahreszeitraum von Oktober 1999 bis September 2002 errechnet sich eine um 0,4 K geringere Jahresmitteltemperatur von +6,1°C an der WS Punta Arenas JS im Vergleich zum langjährigen Durchschnitt. An der AWS Gran Campo NPB wurde im gleichen Dreijahreszeitraume ein Temperatur von im Mittel +5,7°C gemessen. Die nur geringe, negative Abweichung kann vermutlich dem kühlenden Effekt der nahe gelegenen Eiskappe zugeschrieben werden. An der AWS Skyring betrug die Jahresmitteltemperatur zwischen März 2001 und Februar 2003 +6,4°C.

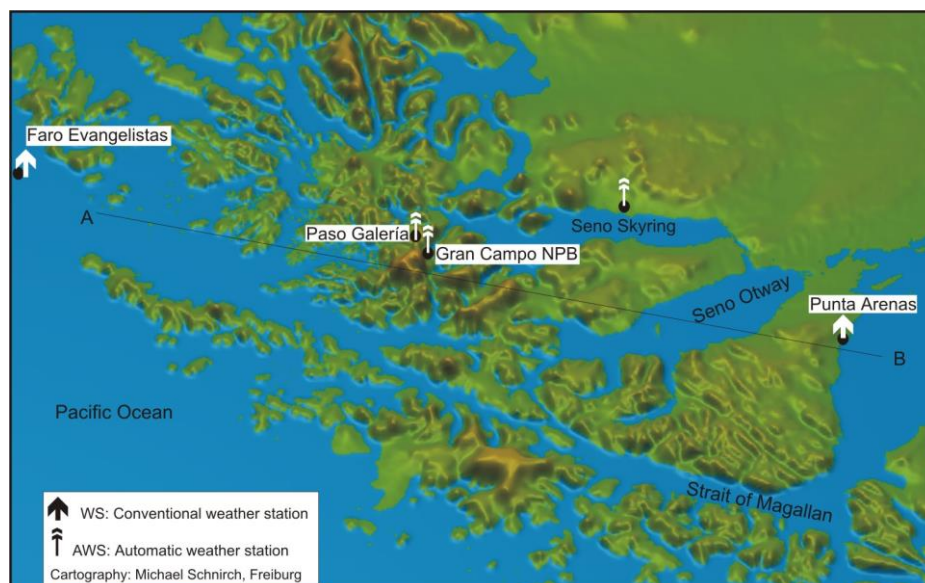


Abb. 4.20 Illustration der Orographie im Südwesten Patagoniens. Die Höhendaten sind der Internetseite des *Global Land One-kilometer Base Elevation* (GLOBE) Projektes unter <http://www.ngdc.noaa.gov/> entnommen. Der in Abb. 4.20 gezeigte Ausschnitt ist als Rechteck mit gestrichelter Linie in Abb. 4.4 eingezeichnet. Die Profillinie von Abb. 4.21 ist als Gerade von A nach B in Abb. 4.20 eingetragen (Kartographie: M. Schnirch, Freiburg).

Station	Jahresmitteltemperatur [°C]	
	Jan. 1971 - Dez. 2000	Nov. 1999 - Mrz. 2003
Punta Arenas JS	6,4	6,1
Faro Evangelistas*	6,8	6,8
Gran Campo NPB**		5,6
Skyring***		6,4

Tab. 4.6 Jahresmitteltemperaturen an den betrachteten Stationen. Die Mittelwerte wurden zuerst für jeden Monat berechnet, ehe aus den 12 Mittelwerten der Einzelmonate das Jahresmittel berechnet wurde.

* Datenlücken: 04/1997, 09/1999 - 12/1999, 01/2002 - 03/2003

** Datenlücken: 06/2000 - 07/2000

*** Datenlücken: 11/1999 - 02/2000

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur für die Einzelmonate berechnet aus allen verfügbaren Daten im Zeitraum 1970 bis 2000 bzw. November 1999 bis März 2003 sind in Abb. 4.22 dargestellt. In Abb. 4.22 wird - in Übereinstimmung mit MILLER (1976) - der maritime Charakter an der WS Faro Evangelistas durch die geringe Jahresschwankung von nur 4,7 K deutlich. Die Wintertemperaturen an der AWS Gran Campo NPB und an der AWS Skyring sind im Vergleich zur WS Punta Arenas JS etwas milder. Während des Sommers liegt die Lufttemperatur an der AWS Skyring ungefähr auf gleichem Niveau wie in WS Punta Arenas JS. An der AWS Gran Campo NPB dagegen liegt die Lufttemperatur im Sommer niedriger und ist der an der WS Faro Evangelistas gemessenen ähnlich. Während also im Sommer die AWS Gran Campo NPB durch den nahen Pazifik und die Eiskappe das gleiche Temperaturregime aufweist wie die WS Faro Evangelistas, folgen die Temperaturen im Winter an der AWS Gran Campo NPB denen, die in Punta Arenas gemessen werden. Vermutlich kann sich Kaltluft bei im Winter generell niedrigeren Windgeschwindigkeiten entlang der tiefen Talböden des Gebirgsraumes am Gran Campo Nevado beruhigen. Zusammenfassend sind also etwas maritimere Bedingungen, die Nähe der GCNE und die ausgeprägte Morphologie des Gebirgsraumes verantwortlich für den Jahresgang der Lufttemperatur an der AWS Gran Campo NPB. Selbst auf der Grundlage des kurzen Messzeitraumes an der AWS Skyring kann festgehalten werden, dass das Temperaturregime dort große Ähnlichkeit mit dem von Punta Arenas aufweist.

Abb. 4.23 enthält eine Darstellung der Tagesmitteltemperaturen eines Zeitraumes von 16 Monaten von Januar 2001 bis April 2002 für AWS Gran Campo NPB, AWS Skyring und WS Punta Arenas JS. Die Daten wurden mit einem Tiefpassfilter mit einer Breite von 5 Tagen gefiltert. Die Korrelation zwischen den einzelnen, ungefilterten Reihen mit $r=0,94$ zwischen WS Punta Arenas JS und AWS Gran Campo NPB und $r=0,93$ zwischen WS Punta Arenas JS und AWS Skyring ist sehr hoch. Dies ermöglicht im Weiteren Datenlücken an der AWS Gran Campo NPB mit Hilfe einer linearen Regression der Form

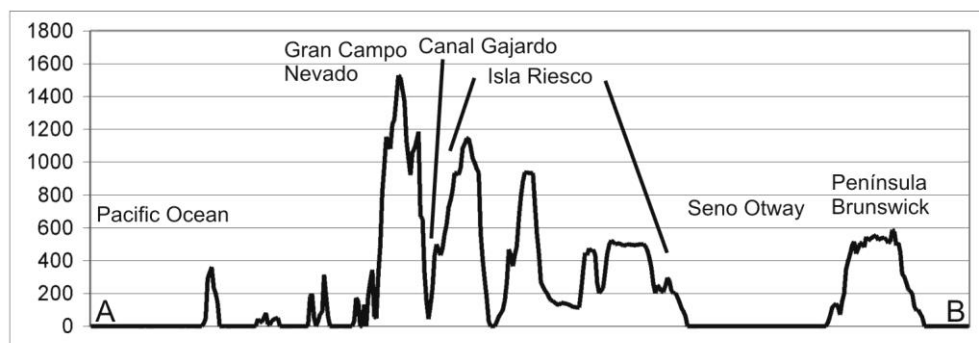


Abb. 4.21 Höhenprofil durch die Anden bei ungefähr 53°S. Das zugrunde liegende digitale Höhenmodell wurde der Internetseite des *Global Land One-kilometer Base Elevation Project* (GLOBE) unter <http://www.ngdc.noaa.gov> entnommen. Die Profillinie ist als Gerade von A nach B in Abb. 4.4 und in Abb. 4.20 eingezeichnet.

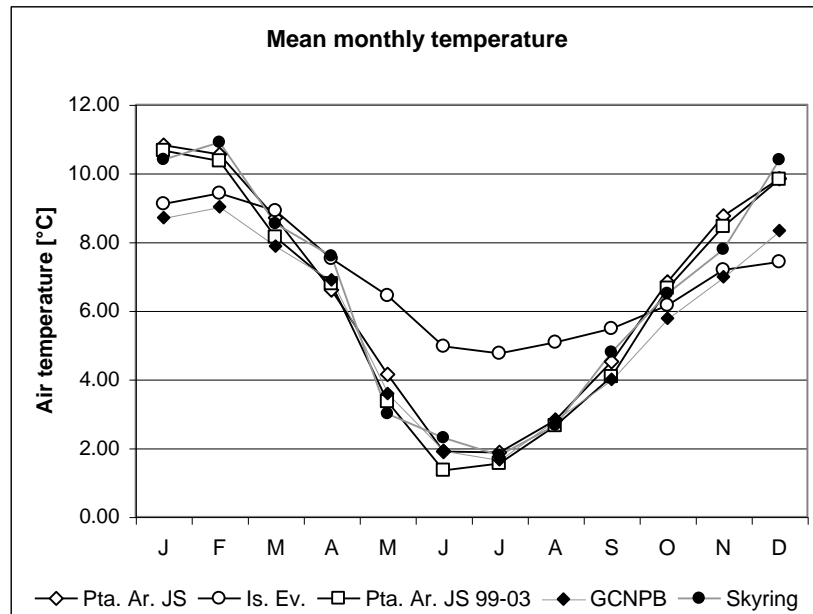


Abb. 4.22 Jahresgang der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS (Pta. Ar. JS), der WS Faro Evangelistas (Is. Ev.), der AWS Gran Campo NPB (GCNPB) und der AWS Skyring.

$$y(x) = ax+b \quad (4.1)$$

und den Daten der WS Punta Arenas JS zu schließen. Dabei sind a und b die Koeffizienten der Regression, die nach dem Prinzip der kleinsten Quadrate den Zusammenhang der Temperatur an der AWS Gran Campo NPB ($y(x)$) und der WS Punta Arenas JS (x) beschreiben (BAHRENBURG ET AL. 1985). Für die beiden Koeffizienten erhält man $a = 0,5174$ und $b = 0,846$. Die Hinzunahme der Temperatur an der WS Faro Evangelistas als weiteren Prädiktor der linearen Regression ist für Tagesmittelwerte nicht möglich, da nur die Monatsmittelwerte dieser Station vorliegen.

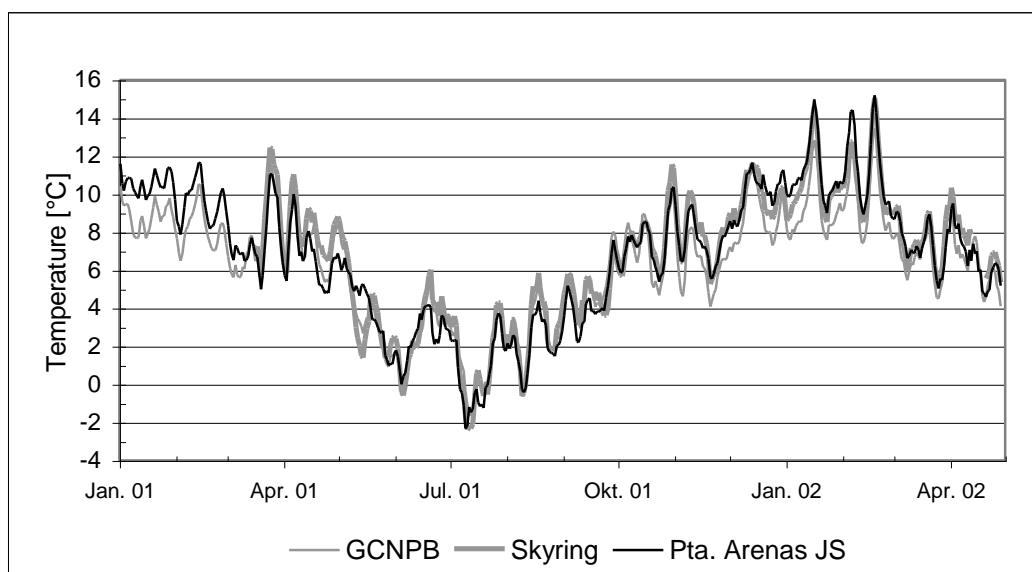


Abb. 4.23 Gang der Tagesmitteltemperatur an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS von Januar 2001 bis April 2002. Ein gleitender Mittelwertfilter mit einer Breite von 5 Tagen wurde auf alle drei Datensätze angewandt.

Lufttemperatur [°C]	Gran Campo NPB	Skyring	Pta. Arenas JS
Zeitraum	Okt. 99 - Sep. 02	Apr. 00 - Sep. 02	Okt. 99 - Sep. 02
Absolutes Minimum	-7.5	-11.3	-14.4
Absolutes Maximum	+21.8	+21.6	+23.6
Absolute Spanne	29.3	32.9	38.0
Mittleres tägliches Min.	2.8	1.5	2.3
Mittleres tägliches Max.	8.3	8.6	10.0
Mittlere tägliche Spanne	5.5	7.1	7.7

Tab. 4.7 Mittlere und absolute Minimum- und Maximumlufttemperaturen und Temperaturspannen an den verschiedenen Stationen.

Abb. 4.23 macht auch deutlich, dass warme Sommertage mit einem Tagesmittel von über 12°C nur sehr selten auftreten. Dies weist darauf hin, dass - so wie bei WEISCHET (1996) beschrieben - aufgrund der hohen mittleren Windgeschwindigkeit starke Turbulenz verhindert, dass sich eine erwärmte bodennahe Luftschicht entwickeln kann.

Die mittlere tägliche Temperaturspanne ergibt sich als Differenz zwischen mittlerem Tagesminimum und mittlerem Tagesmaximum (Tab. 4.7). An der AWS Gran Campo NPB reicht diese Spanne von +2,8°C bis +8,3°C mit einer mittleren Temperaturdifferenz von 5,5°C. Die gleiche Temperaturspanne im selben Zeitraum reicht an der WS Punta Arenas JS von +2,3°C bis +10,0°C bei einer Differenz von 7,7°C. An der AWS Skyring ergibt sich für den Zeitraum von 18 Monaten von April 2001 bis September 2002 eine mittlere tägliche Temperaturspanne von 7,1°C die hierbei von +1,5°C bis +8,6°C reicht. AWS Skyring und WS Punta Arenas JS zeigen eine weit größere Temperaturspanne als die AWS Gran Campo NPB. Die höheren Werte an den beiden Stationen spiegeln den kleineren Einfluss des Pazifik auf das Temperaturregime wider. Zudem unterliegen diese beiden Stationen im Osten des Gebirges häufiger föhnigen Bedingungen, was zu reduzierter Bewölkungsrate und damit zu größeren Unterschieden zwischen Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperatur führt. Dies lässt sich auch anhand der Messung der Globalstrahlung zeigen, die unter Kap. 4.3.1.2 beschrieben ist.

Die Spanne zwischen absolutem Maximum und absolutem Minimum der gemessenen Temperatur liegt an der AWS Gran Campo NPB zwischen -7,5°C und +21,8°C was eine Gesamtspanne von 29,3°C während des Messzeitraumes ergibt (Tab. 4.7). Die Temperaturspanne liegt an der WS Punta Arenas JS bei 38,0°C und reicht von -14,4°C bis +23,6°C während desselben Zeitraumes von Oktober 1999 bis September 2002. An der AWS Skyring ergab sich während der 18 Monate, die dieser Erhebung zugrunde liegen (April 2001 bis September 2002), eine absolute Temperaturspanne von 32,9°C, welche von -11,3°C bis 21,6°C reicht. Die größeren Temperaturunterschiede zwischen absoluter Maximum- und absoluter Minimumtemperatur an der WS Punta Arenas JS und der AWS Skyring im Vergleich zur AWS Gran Campo NPB stützen die obige Interpretation im Hinblick auf die mittleren täglichen Temperaturspannen.

Die insgesamt vergleichsweise geringen täglichen, monatlichen und jährlichen Temperaturspannen bestätigen die von LAUER AND RAFIQPOOR (2002) gegebene Beschreibung des Klimas im südlichen Patagoniens als eines der ausgeglichensten Klimate der Welt.

4.3.1.2 Globalstrahlung

Globalstrahlung wurde nur an der AWS Gran Campo NPB und der AWS Skyring gemessen. Im Zeitraum von April 2001 bis März 2002 betrug die mittlere tägliche Globalstrahlung an der AWS Gran Campo NPB 80 W/m² und 116 W/m² an der AWS Skyring. Damit war die solare Einstrahlung am Seno Skyring nur 60 km westlich der GCNE um 45% höher als an der AWS

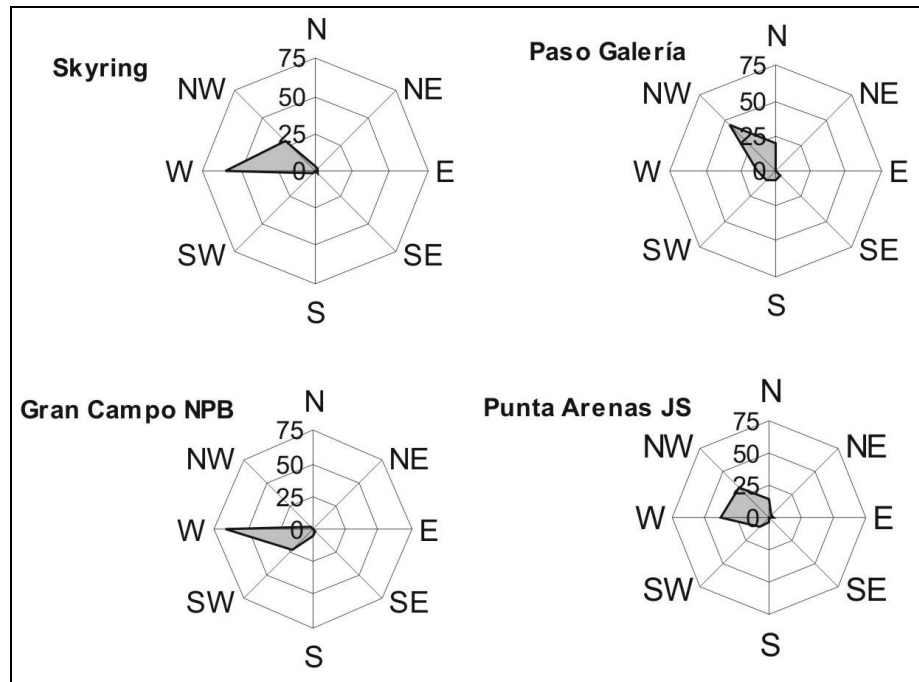


Abb. 4.24 Häufigkeiten der Windrichtung an der AWS Skyring, der AWS Galería, der AWS Gran Campo NPB und der WS Punta Arenas JS. Datenaufnahme an den AWS erfolgte alle 60 Sekunden. Die Daten der WS Punta Arenas JS wurden aus drei Beobachtungen pro Tag berechnet.

Gran Campo Nevado NPB. Dieser Unterschied ist auf den starken Rückgang der Bewölkungsrate im Zusammenhang mit Föhneffekten im Osten nach dem Überströmen des Gebirgskammes bei westlicher Anströmung zurückzuführen (vgl. MILLER 1976 und Kap. 2). Außerdem gilt es zu berücksichtigen, dass die Horizonteinschränkung an der AWS Gran Campo NPB durch die hohen Berge um die Puerto Bahamondes erheblich höher ist als am Seno Skyring, was zu kürzeren Zeitabschnitten mit direkter Sonneneinstrahlung an der AWS Gran Campo NPB führt.

4.3.1.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit

Die Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit im Jahre 2002 ist in Abb. 4.24 dargestellt. Winde aus westlicher Richtung dominieren erwartungsgemäß und nehmen insgesamt ca. 80% des Zeitraumes ein. An der AWS Paso Galería und an der WS Punta Arenas JS ist die Windrichtung Nordwest vorherrschend. Dagegen zeigt sich an der AWS Gran Campo NPB, dass die Westrichtung am häufigsten auftritt. Dies wird auf die topographische Lage der Station im Talraum der Puerto Bahamondes zurückgeführt, welche zu einer Kanalisierung des Windes entlang der Talachse führt. Windrichtungen zwischen Nordost und Südost treten nur sehr selten auf. Diese Windrichtungen wurden an der AWS Gran Campo NPB nur an 3% aller Tage und an der WS Punta Arenas JS an 8% aller Tage gemessen. An der AWS Skyring kommen die östlichen Winde im Zeitraum April 2001 bis März 2002 insgesamt auf einen Anteil von 5%. Daraus wird geschlossen, dass die - meistens sehr schwache - Strömung aus östlicher Richtung, die in Punta Arenas noch erkennbar ist und an der AWS Skyring bereits seltener auftritt, nicht immer in der Lage ist, in den Gebirgsraum weiter im Westen vorzudringen.

Tab. 4.8 fasst die mittlere Windgeschwindigkeit und die mittlere Maximalwindgeschwindigkeit an den vier WS entlang des Transektes zusammen. An den drei AWS Gran Campo NPB, Galería und Skyring wurden die Windgeschwindigkeiten in 2 m über Grund gemessen. An der WS Punta Arenas JS hingegen wird die Windgeschwindigkeit in einer Messhöhe von

	Galería	Gran Campo NPB	Skyring	Pta. Arenas JS
Mittlere Windgeschwindigkeit [m/s]	4.6	3.7	3.7	4.6
Mittlere tägliche maximale Windgeschwindigkeit [m/s]	15.6	13.4	8.8	11.9

Tab. 4.8 Mittlere Windgeschwindigkeit und mittlere Maximalwindgeschwindigkeit an den betrachteten Wetterstationen. Die Daten der WS Punta Arenas JS wurden unter Annahme eines logarithmischen Windprofils bei einer aerodynamischen Rauigkeitslänge von 1 cm für eine Messhöhe von 2 m über Grund standardisiert. Alle anderen Daten wurden direkt in der Messhöhe von 2 m über Grund aufgezeichnet. Die mittlere maximale Windgeschwindigkeit ergibt sich als der Mittelwert der jeweils höchsten in einem 60-Sekunden-Intervall gemessenen Windgeschwindigkeit aller Tage.

10 m bestimmt. Zur Korrektur der unterschiedlichen Messhöhen wurden die Werte der WS Punta Arenas JS unter Annahme eines logarithmischen Windprofils mit einer aerodynamischen Rauigkeitslänge von 1 cm (SCHÖNWIESE 1994) und neutraler Schichtung der Atmosphäre höhenkorrigiert (HUPFER & KUTTLER 1998):

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (4.2)$$

mit $u(z)$: Windgeschwindigkeit in der Höhe z über Grund

u^* : Schubspannungsgeschwindigkeit

$\kappa = 0,4$ van-Karman-Konstante

z_0 : aerodynamische Rauigkeitslänge.

Durch Einsetzen in eine gemeinsame Gleichung kann, ausgehend von der in 10 m über Grund gemessenen Windgeschwindigkeit, die Windgeschwindigkeit in 2 m ü. G. abgeschätzt werden:

$$u(2m) = u(10m) \frac{\ln \left(\frac{2}{z_0} \right)}{\ln \left(\frac{10}{z_0} \right)} \quad (4.3)$$

Die in Tab. 4.8 und im Text genannten Werte der WS Punta Arenas sind bereits die auf 2 m Messhöhe über Grund korrigierten Angaben. Wie erwartet findet man die höchsten Windgeschwindigkeiten während Sturmereignissen aus westlicher Richtung. Die AWS Galería zeigt eine höhere mittlere Windgeschwindigkeit (4,6 m/s) als die AWS Gran Campo NPB (3,7 m/s), weil sie in der Passage Winden aus Nordwest ohne vorgelagerte Hindernisse direkt ausgesetzt ist und weil die Station höher liegt (383 m ü. d. M.). An der AWS Skyring wird - genauso wie an der AWS Gran Campo NPB - eine mittlere Windgeschwindigkeit von 3,7 m/s gemessen. Abweichend davon zeigt die WS Punta Arenas JS - ebenfalls ungefähr auf Meeresniveau - eine deutlich höhere mittlere Windgeschwindigkeit von 4,6 m/s, die mit dem von ENDLICHER (1991a) angegebenen Wert von 4.5 m/s übereinstimmt.

Als Grund für die geringere mittlere Windgeschwindigkeit an der AWS Gran Campo NPB wird die erhöhte Bodenreibung im Bereich des bewaldeten und reliefierten Gelände des Gebirgsraumes angenommen. Die mittlere Maximalwindgeschwindigkeit an der AWS Gran Campo NPB (13,4 m/s) wiederum ist höher als an der AWS Skyring (8,8 m/s) und an der WS Punta Arenas JS (11,9 m/s). Dies zeigt, dass stark böiger Wind - wiederum als Konsequenz

	Faro Evangelistas	Paso Galería	Skyring	Pta. Arenas JS
Zeitraum	11/99 - 12/01 ^b	29.02.00-12.04.00 11.08.00-16.11.00 22.11.00-13.03.01 25.03.01-11.08.01 06.09.01-18.12.01 15.03.02-11.10.02 (527 days ^d)	14.03.01-31.03.03 (744 days)	11/99 - 11/02 ^c
Gesamtniederschlag im Zeitraum	8431	15724	2076	1427
Berechneter Jahresniederschlag	4399	10902	1018	505
Gesamtniederschlag im Zeitraum an der AWS Gran Campo NPB	14277 ^b	9555	9917	18823 ^a
Prozentualer Anteil des Niederschlages im Vergleich zur AWS Gran Campo NPB	59%	165%	21%	8%

^a 70 Tage Instrumentenausfall vom 31. 05. bis zum 07.08.2000.

^b ohne Juni und Juli 2000 und ohne Juni 2001

^c ohne Daten vom 01.06.200 bis zum 07.08.2000.

^d Es wurden nur Tage mit positiver Tagesmitteltemperatur an der AWS Paso Galería betrachtet.

Tab. 4.9 Niederschlag an der WS Faro Evangelistas, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS im Vergleich zum Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB.

aus dem ausgeprägten Relief - ein wichtiges Charakteristikum des Gebirgsraumes darstellt. Die mittlere Maximalwindgeschwindigkeit an der AWS Galería (15,6 m/s) ist - in Übereinstimmung - mit der ausgeführten Interpretation noch höher.

Alle mittleren Windgeschwindigkeiten an den vier bisher betrachteten Stationen sind kleiner als die direkt vor der pazifischen Westküste gemessene mittlere Windgeschwindigkeit von 12 m/s an der WS Faro Evangelistas und die in der ostpatagonischen Steppe in Argentinien erhaltenen Werte von 9 m/s (WEISCHET 1996). Dies belegt, dass alle vier Stationen mehr oder weniger im Einflussbereich des Gebirgskörpers gelegen sind, wo die Windgeschwindigkeit auf Meeresniveau aufgrund erhöhter Bodenreibung reduziert ist. Darüberhinaus bestätigt die höhere mittlere Windgeschwindigkeit an der WS Punta Arenas JS gegenüber der AWS Gran Campo NPB die erneute Zunahme der Windgeschwindigkeit im Osten des Gebirges (vgl. WEISCHET 1996 und Kap. 2)

4.3.1.4 Niederschlag

Der Niederschlag zeigt den stärksten Gradienten aller betrachteter Klimaelemente entlang des Transektes der fünf Stationen (vgl. ENDLICHER 1991b).

Trotz der eingeschränkten Qualität der Niederschlagsdaten (vgl. Kap. 4.1) können doch wichtige Merkmale der Differenzierung des Niederschlages herausgearbeitet werden (Tab. 4.9): Der Jahresniederschlag an der AWS Gran Campo NPB liegt ungefähr bei 6600 mm, (Kap. 4.2) und ist damit wesentlich höher als an der WS Faro Evangelistas (2300 mm) und an der WS Bahia Felix (4000 mm) an der Westküste (ENDLICHER 1991b).

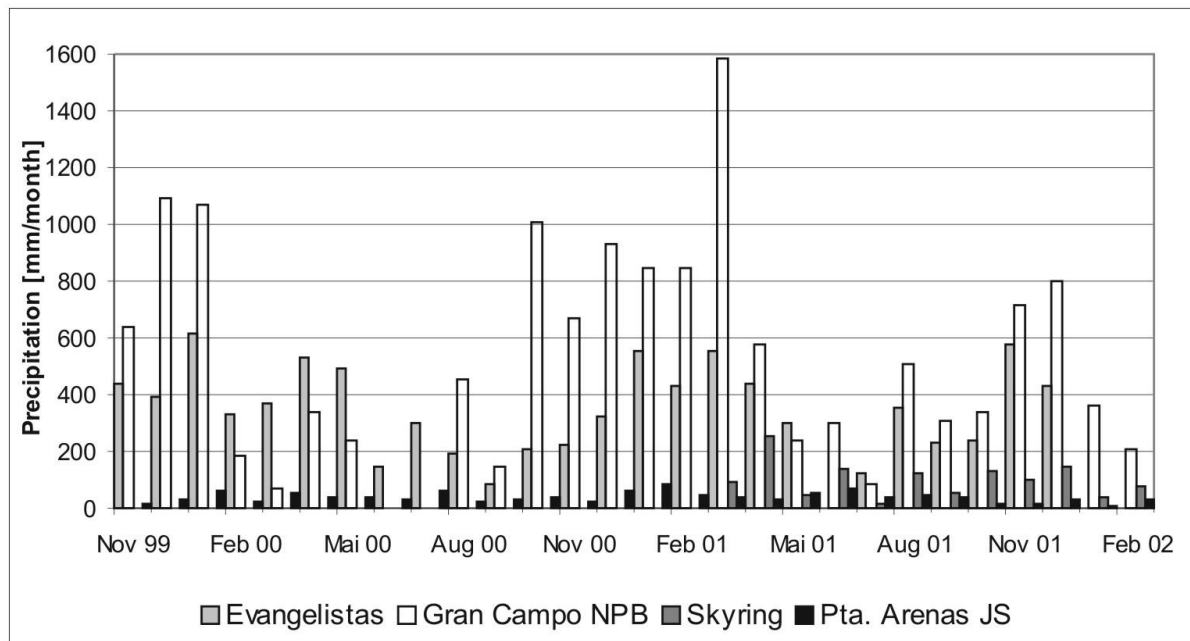


Abb. 4.25 Monatsmittelwerte des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas, der WS Punta Arenas JS und der AWS Gran Campo NPB von November 1999 bis Februar 2002 und an der AWS Skyring von März 2001 bis Februar 2002.

Die gewaltigen Unterschiede zwischen dem Niederschlag an der WS Punta Arenas und an der AWS Gran Campo NPB übersteigen bei weitem die Messungenauigkeit (Vgl. Kap. 4.1), so dass bei diesem guten Signal-zu-Rausch-Verhältnis wichtige Schlüsse aus den Daten gezogen werden können.

Die in Kap. 4.2 betrachteten Starkregenereignisse an der AWS Gran Campo NPB von mehr als 50 mm Niederschlag in 24 Stunden treten an der WS Punta Arenas JS während des Beobachtungszeitraumes überhaupt nicht auf. Für die WS Faro Evangelistas konnte eine solche Analyse der Starkregenereignisse nicht durchgeführt werden, da nur Monatsmittelwerte von Temperatur und Niederschlag bis zum Dezember 2001 für diese Station vorlagen. Eine Detailauswertung von MARANGUNIC ET AL. (1992) für die Jahre 1931 bis 1933 ergab im Mittel, dass an 235 Tage eines Jahres mehr als 10 mm Niederschlag fiel, wobei an 53% dieser Tage nordwestliche Windrichtung herrschte. Die anderen Tage mit Niederschlag über 10 mm wiesen westliche (17%) oder südwestliche (30%) Anströmung auf.

Damit bestätigt sich, was WEISCHET (1996) für andere Standorte weiter nördlich in Patagonien entlang der Anden formuliert hat, nämlich dass Starkregen an die Advektion von warmer und feuchter Meeresluft vom Pazifik gegen die pazifische Küste gebunden ist.

Messungen an der AWS Skyring sind für den Zeitraum von März 2001 bis März 2003 verfügbar. In diesem Zeitraum wurden insgesamt 2076 mm Niederschlag gesammelt. An der AWS Gran Campo NPB wurden im gleichen Zeitraum 9917 mm Niederschlag erfasst. Trotz der den Messungen inhärenten systematischen Fehler kann doch der Schluss gezogen werden, dass im gleichen Zeitraum an der AWS Skyring lediglich 21% des Niederschlags erfasst wurde, der an der AWS Gran Campo NPB beobachtet wurde. Weiter im Osten nimmt der Niederschlag weiter ab: An der WS Punta Arenas JS beträgt der langjährige mittlere Jahresniederschlag nur 430 mm (SANTANA 1984). Während der drei Jahre, die hier betrachtet werden, betrug der Jahresniederschlag an der WS Punta Arenas JS mit 505 mm etwas mehr. Im Vergleich zum Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB Nevado ergibt sich so im gleichen Zeitraum ein Anteil von nur 8% der dortigen Niederschlagssumme. Diese Zahl verdeutlicht, dass hier einer der außergewöhnlichsten Gradienten des Niederschlages weltweit vorliegt - von den humiden Bedingungen der Anden zur Semiaridität in Ostpatagonien

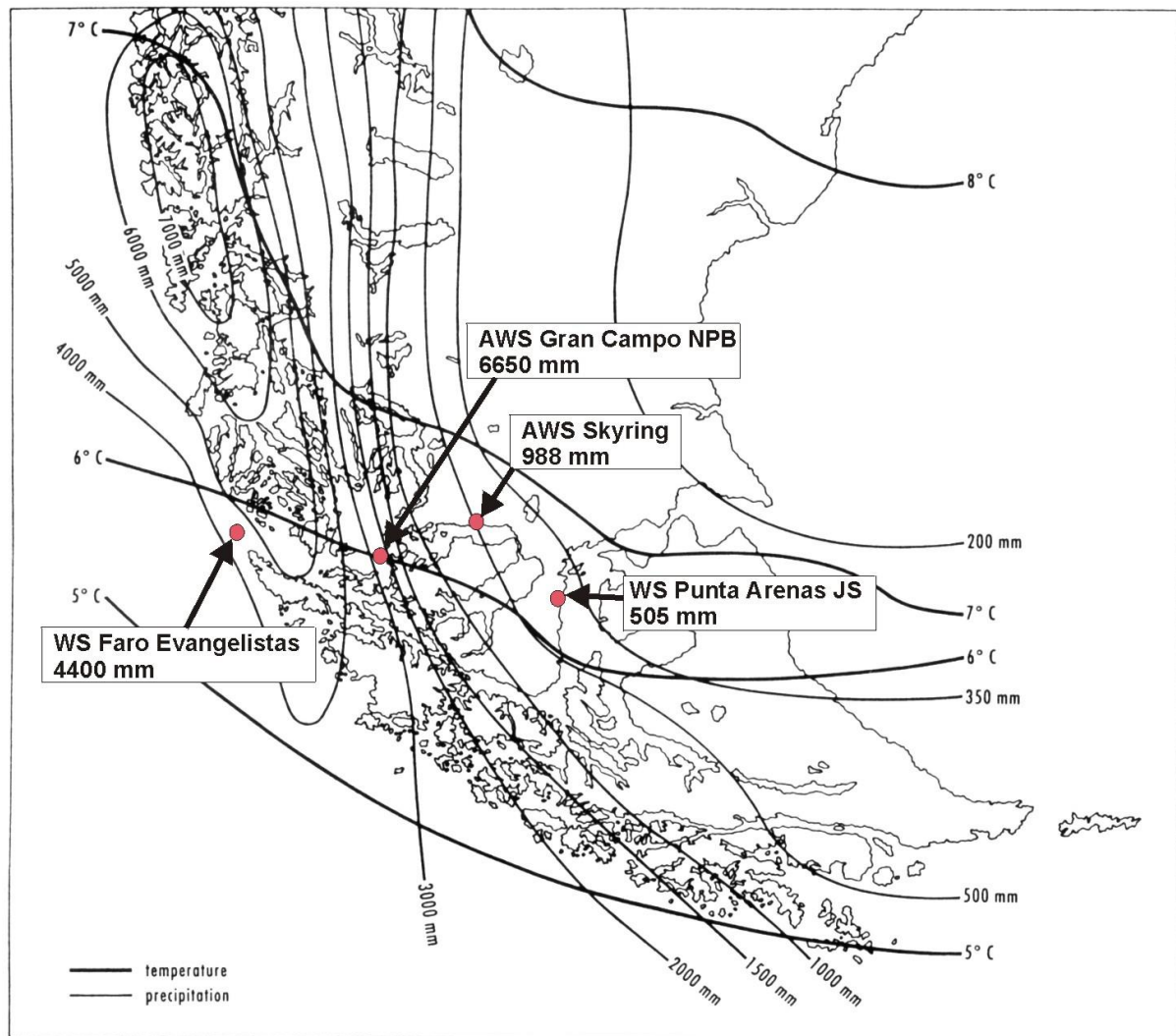


Abb. 4.26 Räumliche Verteilung des mittleren Jahresniederschlags und der Jahresmitteltemperatur nach McCULLOCH ET AL. (1997) und Jahresniederschlag an Wetterstationen (rote Punkte) im Dreijahreszeitraum von Oktober 1999 bis September 2002. Die von McCULLOCH ET AL. (1997) in Isohyethenform dargestellten Werte des Jahresniederschlags sind im Bereich des Andenhauptkammes mit Sicherheit zu niedrig, wie der Vergleich mit der dreijährigen Messreihe an der AWS Gran Campo NPB ergibt (verändert aus: McCULLOCH ET AL. 1997).

entlang einer Entfernung von nur 160 km. Die Daten bestätigen Angaben zu vergleichbaren Gradienten des Niederschlages etwas weiter nördlich in Patagonien bei 48°S (ENDLICHER 1991a, WEISCHET 1996).

Insgesamt wurden zwischen November 1999 und Dezember 2001 8431 mm Niederschlag an der WS Faro Evangelistas gemessen. Diese Zahl entspricht 59% des Niederschlages der an der AWS Gran Campo NPB im gleichen Zeitraum erfasst wurde. Abb. 4.25 illustriert den Monatsniederschlag von 1999 bis 2001 entlang des Transektes von der WS Faro Evangelistas bis zur WS Punta Arenas JS. Obwohl der Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB im Mittel wesentlich höher ist als an der WS Faro Evangelistas, gilt dies nicht unbedingt für einzelne Monate. Die Variabilität des Niederschlages ist beträchtlich. Abb. 2.25 zeigt auch, dass - in Übereinstimmung mit PROHASKA (1976) - der Niederschlag in den Sommermonaten höher ausfällt. Während des Sommers 2001/2002 war der Niederschlag wesentlich geringer als in den davor liegenden Jahren. Hierauf wird in Kap. 5 im Zusammenhang mit der El-Niño-Schwankung nochmals eingegangen.

Wie schon in Kap. 2 und in Kap. 4.2.3.4 ausgeführt wurde, fallen Schätzungen des Niederschlags in älteren Literaturquellen für den Gebirgsraum oftmals zu niedrig aus. MCCULLOCH ET AL. (1997) geben eine flächenhafte Schätzung des Niederschlags in diesem Raum an (Abb. 4.26), die dies erneut verdeutlicht. Während entsprechend der verfügbaren Klimadaten der Küstensaum in den Bereich zwischen 3000 mm und 5000 mm - in Übereinstimmung mit dem hier Ausgeführten - fällt, ist der Wert von nur 3000 mm für das Gebiet um den Hauptkamm um mindestens 100% unterschätzt. In größeren Geländehöhen muss die Unterschätzung des Niederschlages noch gravierender sein. Da in der Darstellung von MCCULLOCH ET AL. (1997) das Nordufer des Seno Skyring wiederum in ungefährer Übereinstimmung mit den hier dargestellten Messungen in den Bereich zwischen 500 mm und 1000 mm Jahresniederschlag fällt, muss also die Scharung der Isohyethen am Ostrand des Gebirges und damit der Gradient des Niederschlages fast doppelt so hoch sein wie von MCCULLOCH ET AL. (1997) vermutet. Die Niederschlagssumme bei Punta Arenas in der Zone zwischen 350 mm und 500 mm pro Jahr ist in Übereinstimmung mit den hier verwendeten Daten der AWS Punta Arenas JS bei MCCULLOCH ET AL. (1997) richtig eingetragen.

Die in Tab. 4.9 zusammengefassten Niederschlagsmessungen verdeutlichen (1) den gewaltigen Gradienten des Niederschlages entlang des Transektes in Übereinstimmung mit MILLER (1976) und (2) dass die höchsten Niederschläge nicht an der pazifischen Westküste sondern entlang des Hauptkammes des Gebirges zu erwarten sind.

4.4 Klimaelemente bei verschiedenen Wetterlagen entlang des Profils bei 53°S

4.4.1 Standardisierung der Daten

Zur Analyse der Klimaelemente bei den einzelnen in Kap. 3 abgeleiteten Wetterlagen wurden die Klimaelemente Lufttemperatur, relative Feuchte, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, -richtung und Globalstrahlung der Stationen AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der AWS Punta Arenas JS ausgewertet. Außerdem gingen aus NCEP/NCAR ermittelte Daten wie die Anströmrichtung und -geschwindigkeit, der Bodenwind, die Globalstrahlung und der Niederschlag im Transekt mit ein.

Zur besseren Vergleichbarkeit der Klimaelemente bei einzelnen Wetterlagen an den verschiedenen Stationen (Kap. 4.4.3) wurden die Werte standardisiert. Dazu wurde eine z-Transformation mit

$$z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s_x} \quad (4.4)$$

z_i :	i-ter Wert der standardisierten Variablen z,
x_i :	i-ter Wert der ursprünglichen Variablen x,
\bar{x} :	arithmetisches Mittel von x,
s_x :	Standardabweichung von x,

durchgeführt. Die Werte der Globalstrahlung wurden monatsweise standardisiert, d.h. die jeweiligen Werte eines Monats wurden unter Verwendung des Monatsmittelwertes und der Standardabweichung des jeweiligen Monats transformiert.

Beim Vergleich der Ausprägung von Klimaelementen an den einzelnen Wetterstationen und für die einzelnen Wetterlagen muss man berücksichtigen, dass manche Wetterlagen selbst im Dreijahreszeitraum unter Umständen so selten auftreten, dass eine aussagekräftige Statistik kaum möglich ist. Bei 4%-iger Häufigkeit ergibt sich beispielsweise im Mittel im Dreijahreszeitraum eine Zahl an Tagen mit dieser Wetterlage von nur 44 Tagen.

Zudem muss darauf hingewiesen werden, dass das Klassifikationsverfahren mit gemittelten Tageswerten durchgeführt wurde. Der Übergang von einem Zirkulationsmuster in ein anderes erfolgt fließend. An einem Tag können daher mehrere verschiedene Drucksituationen auftreten, die sich dann auch in den Stationswerten widerspiegeln. In der vorliegenden Wetterlagenklassifikation wurde diese Tatsache nicht mit einbezogen. Stattdessen wurden jeweils Tagesmittelwerte verwendet. Dadurch ist es möglich, dass der zugeordnete Wetterlagentyp nicht den ganzen Tag das Wetter bestimmte und andere, nicht erkannte Druckverhältnisse die gemessenen und gemittelten Stationswerte beeinflussten. Ebenso stellen die zur Interpretation der Zirkulationsmuster verwendeten Luftdruckkarten keine reale Situation dar. Sie wurden aus mehreren besonders hoch korrelierenden Tagen gemittelt und stehen beispielhaft für das zu dieser Wetterlage gehörende Zirkulationsmuster.

Für die Darstellung der mittleren Drucksituation und des Jahresganges der einzelnen Wetterlagen wird auf Kap. 3.5 verwiesen.

4.4.2 Klimaelemente bei jeder Wetterlage an den betrachteten Wetterstationen im Überblick

Die zehn identifizierten Zirkulationstypen wurden auf ihre Auswirkungen auf die gemessenen Klimaparameter an den drei Wetterstationen und einigen aus dem NCEP/NCAR-Modell errechneten Variablen untersucht. Dadurch konnten die unterschiedlichen Einflüsse der Zirkulationstypen herausgearbeitet und verglichen werden. Im Folgenden wird das Ergebnis

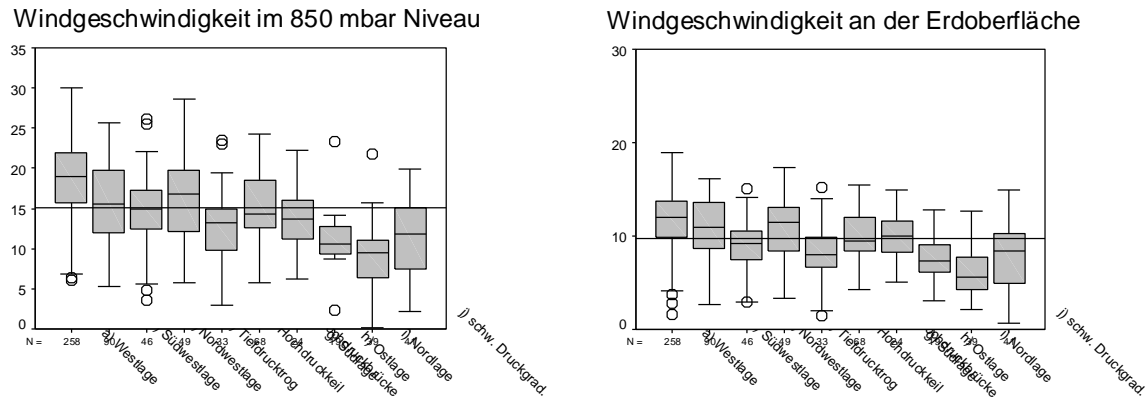


Abb. 4.27 Boxplots der Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Wetterlagen für das Bodenwindfeld und für die Situation im 850-hPa-Niveau aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten.

für die Klimaelemente Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Niederschlag, Globalstrahlung, Temperatur und relative Feuchte für die verschiedenen Stationen graphisch dargestellt und diskutiert. Die Daten sind in tabellarischer Form in den Tab. 4.10 bis 4.14 zusammengefasst.

Alle Klimaelemente mit Ausnahme der Windrichtung sind in Form von Boxplots dargestellt. Jede Box zeigt den Median als Horizontallinie und die 25%- bzw. 75%-Quartile als Boxbegrenzung. Des Weiteren ist aus dieser Diagrammart die Spannweite der Variablenwerte in Form der T-Linien ablesbar. Gibt es einzelne Extremwerte, die mehr als das 1,5- bzw. 3-fache des Abstandes zwischen den 25%- bzw. 75%-Quartilen von der Box entfernt sind, werden diese gesondert als Kreise (1,5-facher Abstand) bzw. Sterne (3-facher Abstand) dargestellt. Durch diese Graphikart lässt sich nicht nur die zentrale Tendenz eines Klimaelementes erkennen, sondern es lassen sich auch Aussagen über die Verteilung der Werte treffen. Zur Orientierung wurde der Mittelwert der Station über den Messzeitraum als Linie in das Diagramm eingefügt. Zu beachten ist die teilweise unterschiedliche Skalierung der y-Achse bei Diagrammen einzelner Klimaelemente.

4.4.2.1 Windgeschwindigkeit

Die Analyse des Windes beschränkte sich nicht nur auf die drei Messstationen entlang des 53°S-Transsektes, sondern wurde auf die aus NCEP/NCAR- Daten gemittelten Gebietswerte für den Wind am Boden und im 850 hPa-Niveau ausgeweitet. Die Bodenwerte geben einen Eindruck der Luftströmung an der Erdoberfläche unter dem Einfluss der Reibung, jedoch ohne die Ablenkung durch kleinräumige topographische Strukturen. Der Wind im 850 hPa-Niveau ist auch im Modell nicht von der Reibung beeinflusst und repräsentiert die großräumige Höhenströmung. Die Ergebnisse der Untersuchung der Windgeschwindigkeit sind in Abb. 4.27 und Abb. 4.28 für jede Wetterlage dargestellt. Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der Windgeschwindigkeit.

An der AWS Gran Campo NPB sind einerseits deutlich unterschiedliche Bedingungen bei einzelnen Wetterlagen zu erkennen, andererseits sind auch vier Wetterlagen (d,e,g und j) darunter, die kaum Schwankungen aufweisen. Die größte Variabilität weist eindeutig die Westlage auf. Die Spannweite erstreckt sich von fast keinem Wind bis zu über 11 m/s. Dazu sind die gemessenen Windgeschwindigkeiten im Ganzen höher als die der anderen Wetterlagen. Die Nordlage dagegen fällt als ausgesprochene Schwachwindwetterlage mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von unter 2 m/s auf. Auch die Ostlage weist eine ähnliche Tendenz zu schwachen Winden auf. Diese beiden auffälligen Lagen verbindet, dass die Zirkulation über Patagonien bei ihrem Auftreten die Westwinddrift verdrängt. Alle anderen

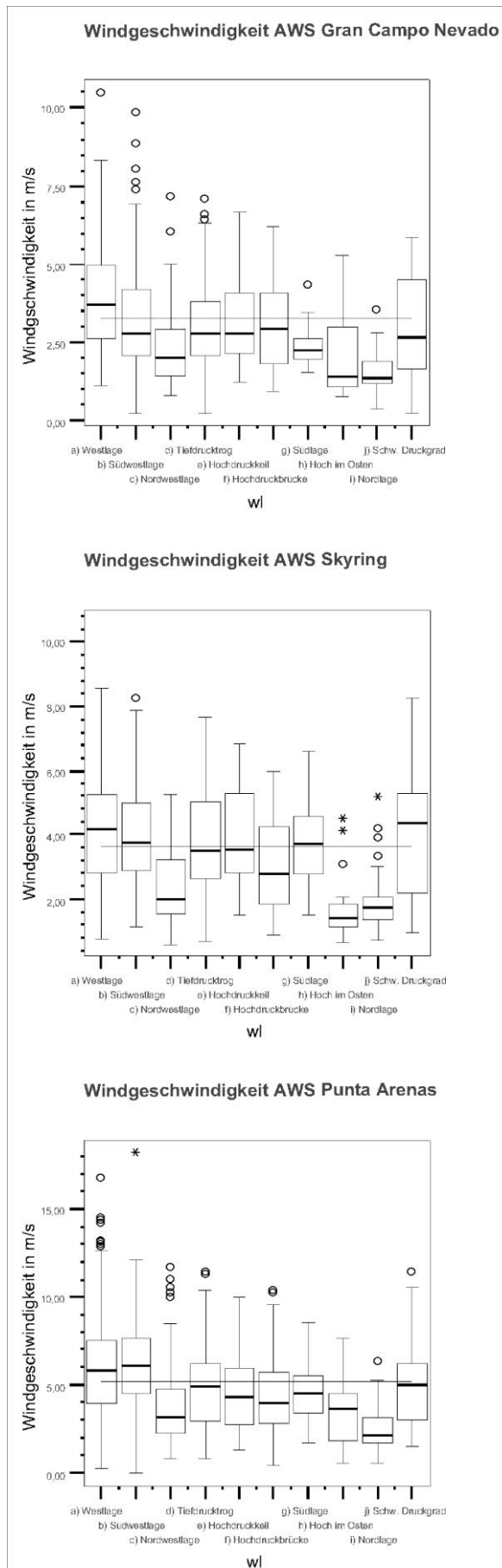


Abb. 4.28 Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Wetterlagen an den (A)WS.

Wetterlagen jedoch sind in der einen oder anderen Form von der Westwinddrift geprägt und stellen sich daher auch ähnlich dar.

Je weiter die Messstationen im Osten und damit in größerem Abstand zum Gebirge liegen, desto höher werden die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten (vgl. Kap. 2 und Kap. 4.4). Die Station WS Punta Arenas JS im Patagonischen Tiefland weist die höchsten Windgeschwindigkeiten am Boden auf. Die Westlage zeigt einige Extremwerte von über 15 m/s als Tagesmittel, aber auch Windstille ist möglich. Alle anderen Lagen zeigen außer den insgesamt höheren Windgeschwindigkeiten keine bedeutsamen Unterschiede in den Verteilungen im Vergleich zu den anderen Stationen. Die Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit liegt in dem offenen Gelände um Punta Arenas begründet, das im Vergleich zum Gebirge weit weniger reibungsintensiv ist.

Der weitere Vergleich mit den Modelldaten aus NCEP/NCAR bestätigt die Ergebnisse. Wie zu erwarten, liegen die Werte für die Geschwindigkeit im 850 hPa-Niveau erheblich höher als die der Stationen, aber auch die Modellgeschwindigkeit an der Erdoberfläche ist im Durchschnitt höher.

Beim Vergleich der Wetterlagen untereinander ist jedoch jeweils das gleiche Grundmuster - wie für die WS Gran Campo NPB im Detail besprochen - vorhanden.

4.4.2.2 Windrichtung

Da es sich bei den Angaben für die Windrichtung nicht um metrische Daten handelt, war eine Darstellung und Auswertung durch statistische Werte wie Mittelwert, Median, Standardabweichung etc. nicht möglich. Stattdessen sind in Abb. 4.29 die Häufigkeiten der jeweiligen Windrichtung zu den verschiedenen Wetterlagen in % aller dieser Lage zugeordneten Tage dargestellt. Bei der Untersuchung lässt sich feststellen, dass die Windrichtung stark von der Lage der Wetterstation im Relief bestimmt wird. So ist an der AWS Gran Campo NPB (Abb. 4.29, erste Spalte) immer die Westrichtung bei 270° mit einer Tendenz zu südwestlichen Winden dominierend. Dies ist auch bei Lagen wie der Nordwest- und der Nordlage auffällig, bei denen nach dem Isobarenbild

eher nördliche oder nordwestliche Winde zu erwarten wären. Die Windrichtung scheint also vor allem durch die topographischen Bedingungen und die Kanalisation des Windes entlang des Tales des Auslassgletschers Glaciar Lengua bestimmt zu werden.

Ähnlich verhält es sich an der AWS Skyring (Abb. 4.29, zweite Spalte). Hier ist eine nordwestliche Tendenz bei allen Wetterlagen zu erkennen. Erstaunlich ist das besonders bei der Südlage. An der AWS Gran Campo NPB traten bei der Südlage zwar die Westwinde am häufigsten auf, es ergibt sich dennoch eine große Variation über alle Südrichtungen bis hin zu wenigen Tagen mit Winden aus Osten. An der AWS Skyring treten jedoch bei der Südlage nur Winde direkt aus Westen auf. Zu beachten ist auch, dass bei dieser Wetterlage an dieser Station nur 17 Tage zur Auswertung zur Verfügung stehen.

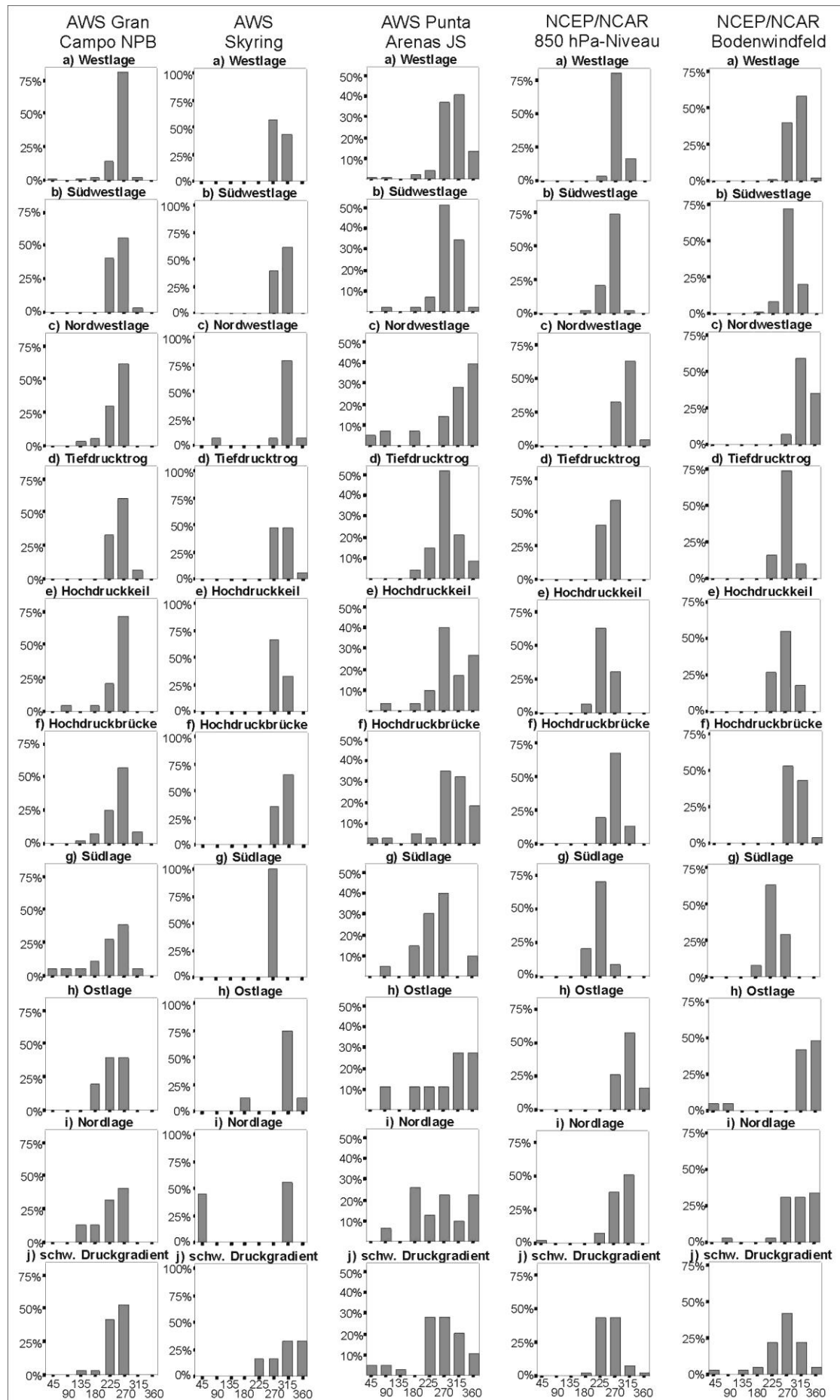
An der WS Punta Arenas JS (Abb. 4.29, dritte Spalte) ist vor allem die große Variabilität der Windrichtungen auffällig. Zwar dominieren auch hier westliche Winde, es sind jedoch deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Wetterlagen zu erkennen. Dies liegt am Standort im Tiefland. Kanalisation und Umlenkung der Luftströmung wie im Fall der AWS Gran Campo NPB sind hier nicht vorhanden. Diese Station müsste also die großräumigen Windverhältnisse am besten widerspiegeln. Im Vergleich mit den Diagrammen der NCEP/NCAR-Daten (Abb. 4.29, vierte und fünfte Spalte) ist die größere Varianz augenscheinlich. Dies zeigt den Unterschied zwischen Modell und Wirklichkeit, in der eben auch kleine Differenzen bedingt durch Topographie oder Untergrund Ablenkungen von der großräumigen Windrichtung bewirken können. Die Modelldaten zeigen dagegen die idealisierte Windrichtung. Im 850 hPa-Niveau ergibt sich der isobarenparallele geostrophische Wind, während an der Erdoberfläche der um einige Grad nach Norden abgelenkte ageostrophische Wind erhalten wird.

Abb. 4.29 Häufigkeit der Windrichtung bei verschiedenen Wetterlagen an den (A)WS und nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten, folgende Seite.

4.4.2.3 Niederschlag

Zur Darstellung des Niederschlags wurden in Abb. 4.30 bis Abb. 4.32 zwei Diagrammtypen gewählt: Zum einen wurden die Boxplots verwandt, die gerade bei diesem Parameter gut die extremen Niederschlagsereignisse anschaulich machen. Zum anderen wurden jedoch auch die zu jeder Wetterlage gehörenden Mittelwerte in Stabdiagrammen dargestellt. Hierbei mußten aufgrund der großen Bandbreite auftretender Werte verschiedene Skalierungen für die y-Achsen verwendet werden. Im Vergleich erkennt man, dass besonders der Niederschlag von der Wetterlage und gleichzeitig auch dem Standort der Station stark abhängig ist. Während in der allgemeinen Verteilung zwischen den Wetterlagen die AWS Gran Campo NPB und die AWS Skyring ähnliche Muster aufweisen, ist das Muster an der WS Punta Arenas JS vollkommen verschieden. Das von ENDLICHER (1991b) festgestellte West-Ost-Gefälle des Niederschlags ist klar erkennbar. Andererseits weisen Wetterlagen mit vergleichsweise hohem Niederschlag an der WS Punta Arenas JS unterdurchschnittlichen Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB (vgl. z. B. Ostlage) auf. Aber auch sehr geringer Niederschlag an allen drei Stationen wie bei der Südlage tritt auf.

Auch besonders extreme Niederschlagsereignisse sind an bestimmte Wetterlagen gebunden. Mit Abstand die größten Niederschlagsmengen treten an allen drei Stationen bei Westlagen auf. Weitere Extremereignisse sind jedoch je nach Station verschiedenen Wetterlagen zuzuordnen. Während an der AWS Gran Campo NPB noch die Südwestlage und der Tiefdrucktrog über dem Pazifik außerordentliche Niederschlagsereignisse verursachen, ist dies an der AWS Skyring bei der Nordwestlage und an der WS Punta Arenas JS bei der Hochdruckbrücke der Fall. Die gewonnenen Werte für jede Station und jede Wetterlage spiegeln den Einfluss der Faktoren Feuchtegehalt der zugeführten Luftmasse, Anströmrichtung und Luv-Lee-Effekte wider.



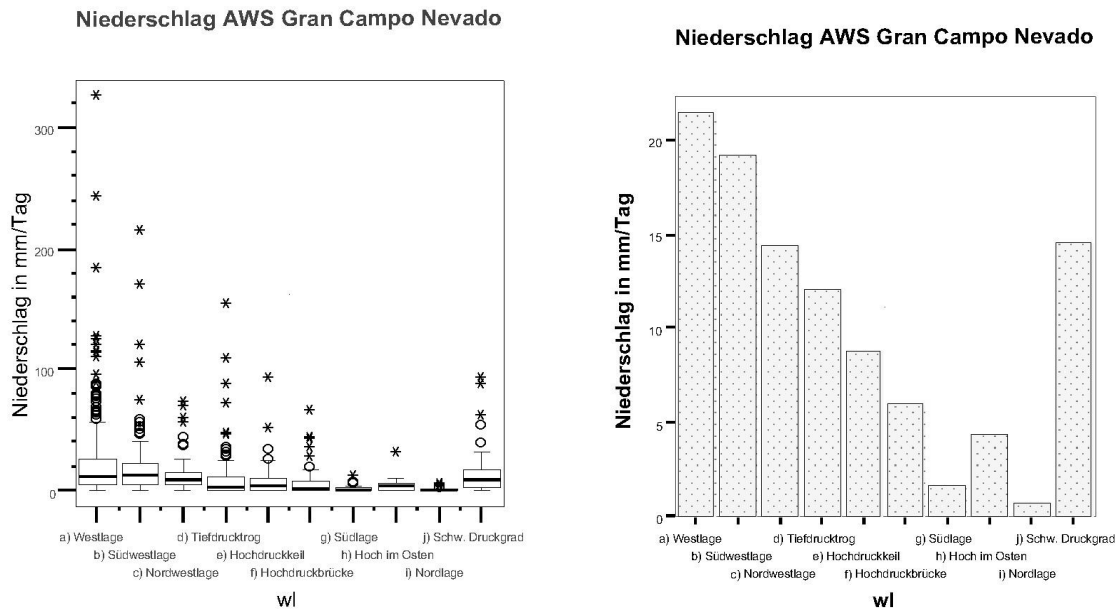


Abb. 4.30 Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB bei verschiedenen Wetterlagen (wl); links: mit Extremwerten; rechts: nur Mittelwerte.

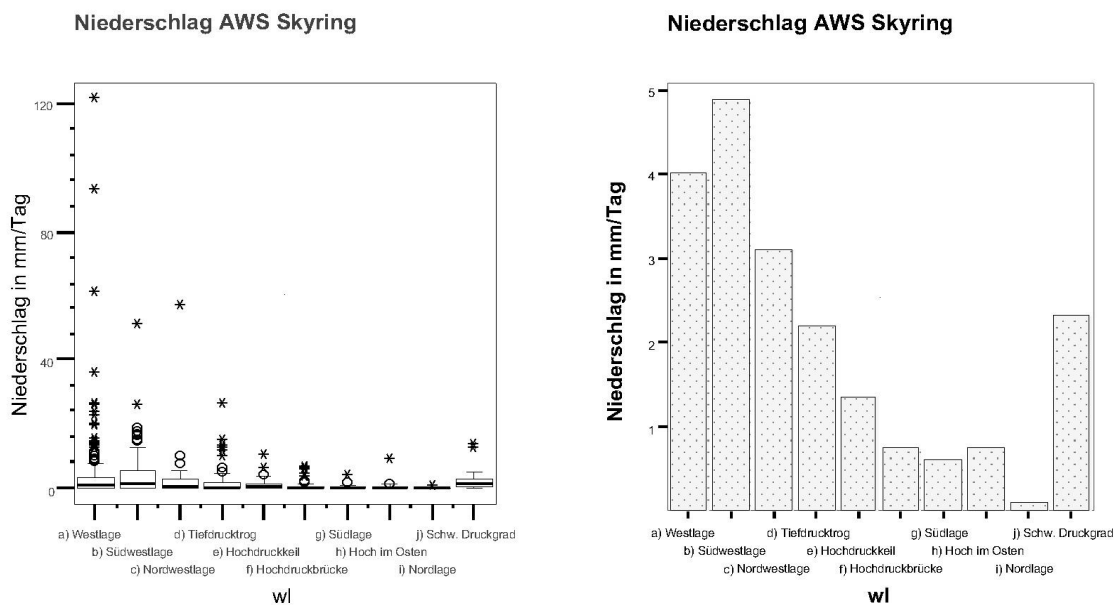


Abb. 4.31 Niederschlag an der AWS Skyring bei verschiedenen Wetterlagen (wl); links: mit Extremwerten; rechts: nur Mittelwerte.

4.4.2.4 Globalstrahlung

Werte für die Globalstrahlung sind abhängig von der Himmelsbedeckung und der Jahreszeit. Um die Wetterlagen in ihren Auswirkungen vergleichen zu können, auch wenn eine Wetterlage vor allem im Sommer und die andere vor allem im Winter auftritt, wurden die Werte monatsweise standardisiert (Kapitel 4.4.1). Dadurch konnte der jahreszeitlich bedingte Unterschied in Einstrahlungsdauer und Intensität berücksichtigt werden. Ein Wert von 0 zeigt, dass die Globalstrahlung dem Monatsdurchschnitt entspricht, ein niedriger Wert lässt auf weniger kurzwellige Einstrahlung durch stärkere Himmelsbedeckung schließen. Dasselbe gilt umgekehrt für höhere Werte. In Abb. 4.33 sind die monatsweise standardisierten Werte der Globalstrahlung für die AWS Gran Campo NPB und die AWS Skyring dargestellt. Von der

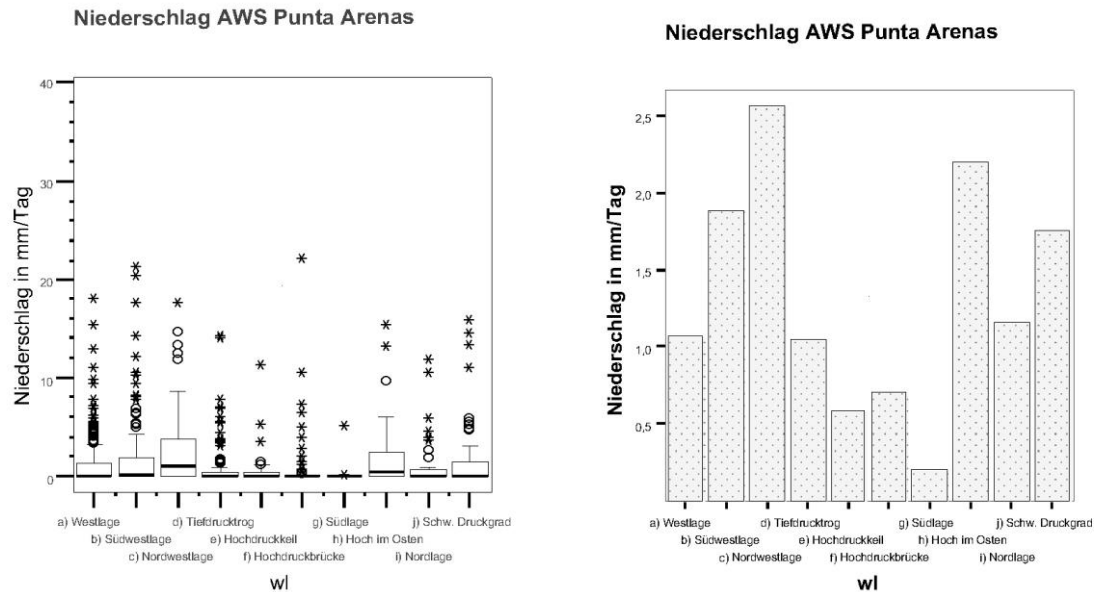


Abb. 4.32 Niederschlag an der WS Punta Arenas JS bei verschiedenen Wetterlagen (wl); links: mit Extremwerten; rechts: nur Mittelwerte.

WS Punta Arenas JS standen keine Werte der Globalstrahlung zur Verfügung.

Für die AWS Gran Campo NPB ist auffallend, dass mit wenigen Ausnahmen bei fast allen Wetterlagen der Median einen negativen Wert annimmt. Meist herrscht hier also eine starke Bewölkung. Im Gegensatz dazu bewirken Süd- und Nordlage und auch die Hochdruckbrücke eine Verschiebung zu positiven Werten. Bei diesen Wetterlagen ist mit wenig Himmelsbedeckung, also erhöhter Einstrahlung im Vergleich zu den anderen Wetterlagen zu rechnen. Dies stimmt mit den Ergebnissen bei der Untersuchung der Niederschlagsraten überein. Für diejenigen Lagen, die Variationen der Westwinddrift sind, gleicht die Verteilung an der WS Skyring der an der AWS Gran Campo NPB. Abweichungen sind jedoch bei den Wetterlagen zu beobachten, die nicht aus Westen beeinflusst sind wie der Nord- und der Ostlage. Hier sind gegensätzliche Beobachtungen zu verzeichnen. Um dies eingehender zu interpretieren wären Werte der WS Punta Arenas JS notwendig.

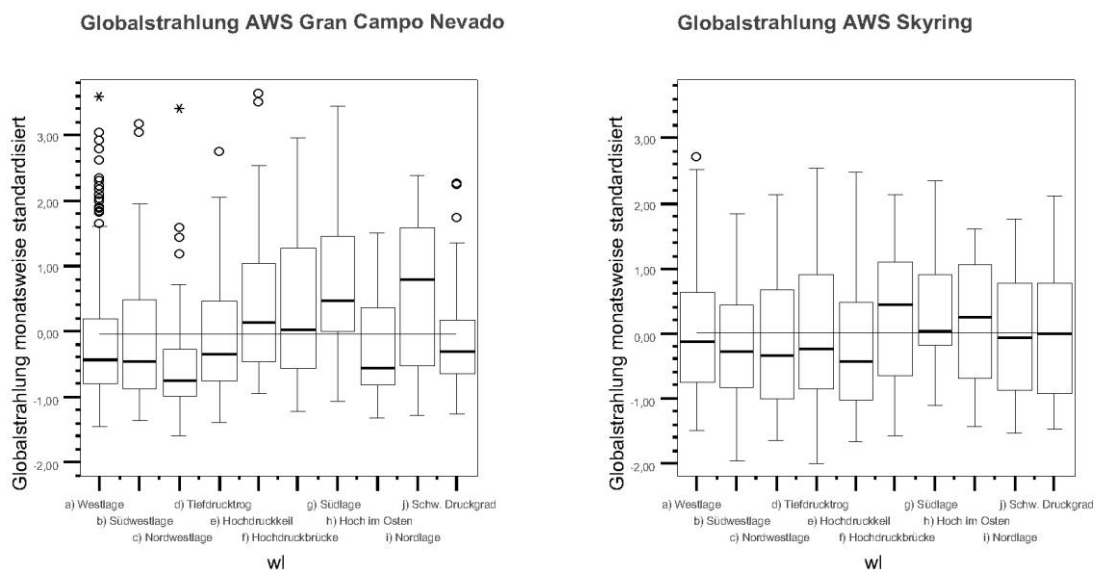


Abb. 4.33 Standardisierte Globalstrahlung nach Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB (links) und der AWS Skyring (rechts), weitere Erläuterungen im Text.

4.4.2.5 Lufttemperatur

Da die Lufttemperatur ebenso wie die Globalstrahlung sehr stark abhängig von der Jahreszeit ist, wurde die Abweichung der Temperatur vom jeweiligen Monatsmittel für jede Wetterlage betrachtet (Abb. 4.34). Diese Temperaturabweichungen sind Folge der zugeführten Luftmassen, der Wind- und der Strahlungsverhältnisse. Die Kopplung an bestimmende Wetterlagen lässt sich klar erkennen. Wetterlagen, bei denen Luftmassen aus Süden (Südwestlage, Südlage) stammen, sind eindeutig kühler als Wetterlagen unter nördlichem Einfluss. Dies ist unabhängig von der Station zu beobachten. Eine interessante Abweichung stellen die Nordlage und die Lage mit schwachem Druckgradienten dar: Zu erwarten wäre eine Temperaturerhöhung, es sind jedoch niedrigere Temperaturen als im Durchschnitt zu verzeichnen. Besonders an der AWS Skyring lässt sich im Vergleich zur AWS Gran Campo NPB eine höhere Kontinentalität feststellen. Die Temperaturabweichungen vom Mittelwert fallen um einiges deutlicher aus, besonders bei den Wetterlagen, deren Luftmassen bis zu dieser Station längere Wege über Land zurücklegen (Südlage, Nordlage und schwacher Druckgradient).

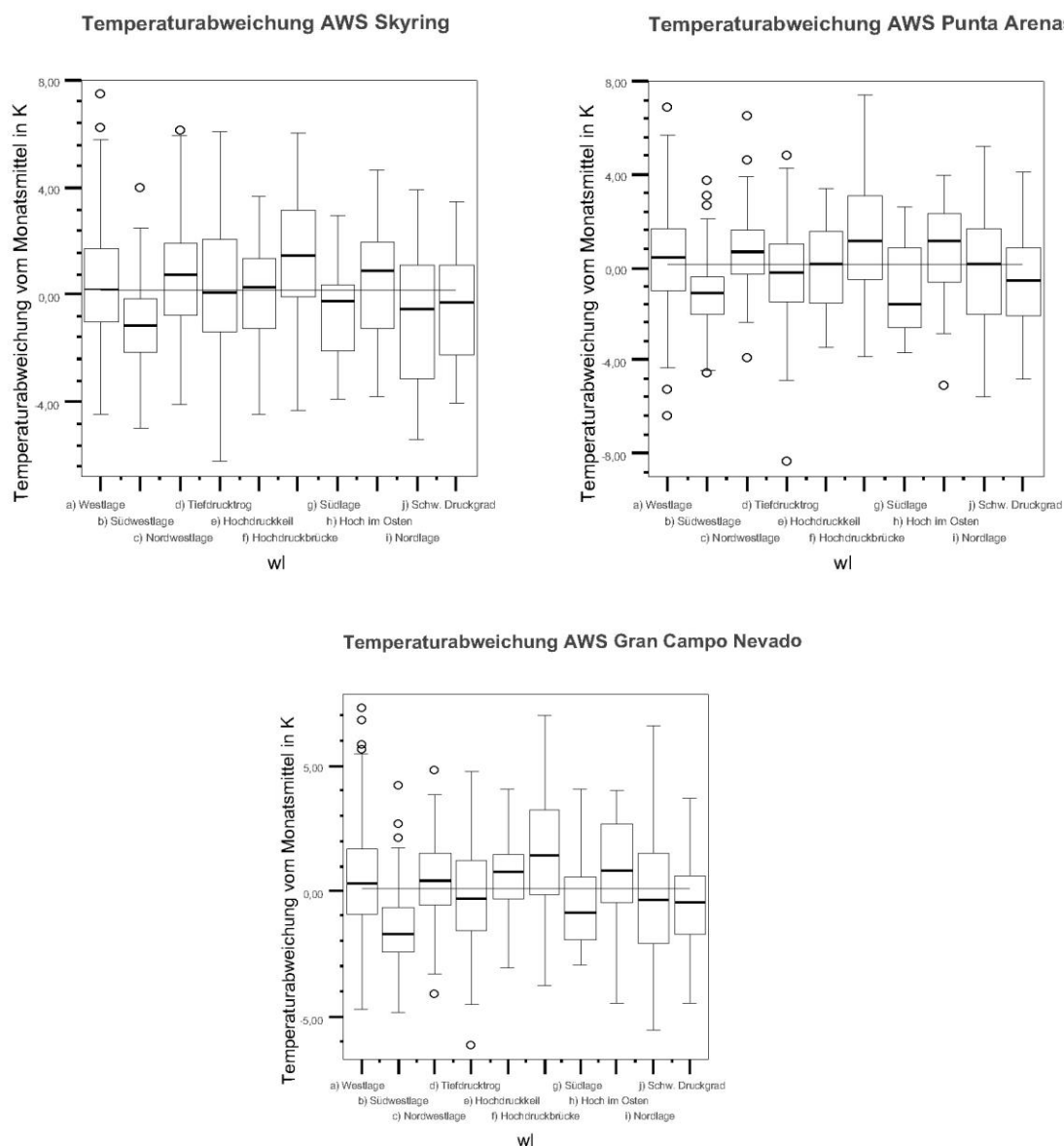


Abb. 4.34 Standardisierte Abweichungen der Temperatur in Abhängigkeit von der Wetterlage (wl) an der WS Punta Arenas JS (links), der AWS Skyring (rechts) und AWS Gran Campo NPB (unten).

4.4.2.6 Relative Luftfeuchtigkeit

Die Variation der relativen Luftfeuchte in Abhängigkeit der Wetterlage ist in Abb. 4.35 dargestellt. Beeinflusst wird die relative Luftfeuchtigkeit von der Möglichkeit, durch Verdunstung Wasserdampf aufzunehmen und durch Kondensationsvorgänge Wasserdampf zu verlieren. Außerdem ist die relative Luftfeuchtigkeit temperaturabhängig bei gleich bleibender absoluter Feuchte. In dem sehr maritimen Klima des südlichen Patagoniens sind im allgemeinen Werte der relativen Luftfeuchtigkeit zwischen 70% und 80% zu verzeichnen. An den drei untersuchten Stationen ist bei diesem Parameter eine zunehmende Kontinentalität von West nach Ost zu erkennen.

Die Prozentwerte der relativen Feuchte nehmen von der AWS Gran Campo NPB zur WS Punta Arenas JS ab. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Wetterlagen bleiben jedoch erhalten. Zu beachten sind die großen Variationen in den Werten der Westlage und der Hochdruckbrücke. Bei diesen Lagen liegt schon die AWS Gran Campo NPB im Lee des Gebirges. Daher sind die Werte auch an dieser Station unterdurchschnittlich. Außergewöhnliche, positive Abweichungen sind bei den Wetterlagen mit einer östlichen Anströmrichtung (Nord- und Lage mit Hoch im Osten) erkennbar. Diese Wetterlagen liegen

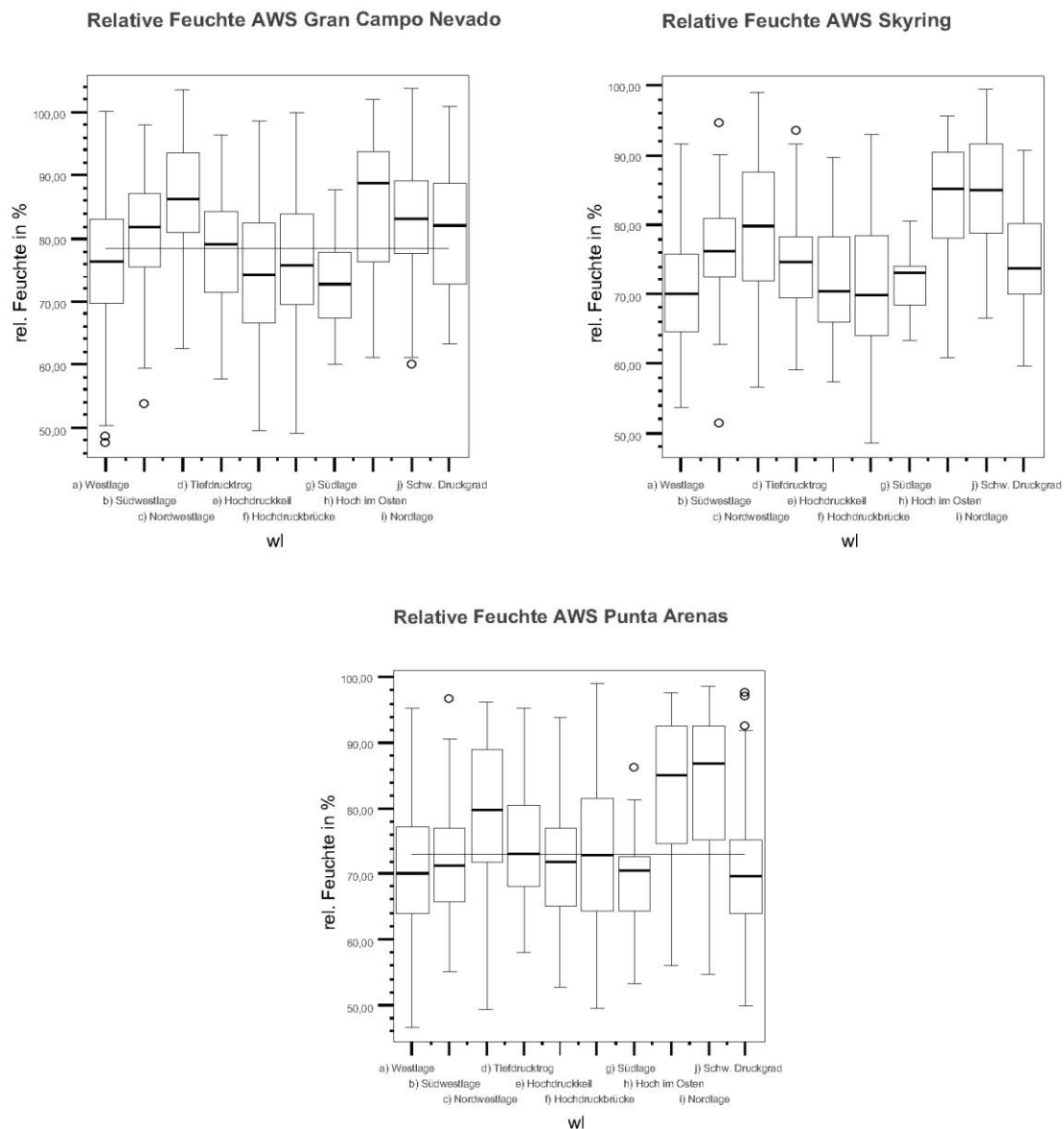


Abb. 4.35 Luftfeuchtigkeit in Abhängigkeit der Wetterlage (wl) an der AWS Gran Campo NPB (links), der AWS Skyring (Mitte) und der WS Punta Arenas JS (unten).

im Luv, d. h. die Luftfeuchtigkeit ist von Hebungsprozessen unbeeinflusst. Bei einer Anströmrichtung aus Süden, wie bei der Südlage, kann die kühle Luft über dem Ozean verhältnismäßig wenig Feuchtigkeit aufnehmen. Eine Abweichung der relativen Luftfeuchte zu niedrigeren Werten ist die Folge.

Globalstrahlung						
Wetterlage / Station		Zahl der Tage	Min.	Max.	Mittel	Std.-Abw.
alle Lagen	Gran Campo	1023	2,5	407,3	81,6	66,2
	Skyring	727	3,5	379,3	112,7	83,5
a) Westlage	Gran Campo	353	5,6	407,3	84,4	66,0
	Skyring	258	11,6	379,3	141,0	83,9
b) Südwestlage	Gran Campo	140	2,5	281,6	87,8	63,8
	Skyring	85	3,5	289,7	111,7	79,3
c) Nordwestlage	Gran Campo	54	4,0	367,1	52,2	61,6
	Skyring	40	8,7	300,3	79,9	71,8
d) Tiefdrucktrog	Gran Campo	96	6,3	296,4	56,8	55,4
	Skyring	77	8,7	301,3	67,5	57,8
e) Hochdruckkeil	Gran Campo	46	14,5	348,9	115,6	81,3
	Skyring	35	19,9	357,6	131,1	93,9
f) Hochdruckbrücke	Gran Campo	95	13,5	336,1	92,4	74,2
	Skyring	71	14,3	323,8	134,1	89,7
g) Südlage	Gran Campo	23	5,8	293,9	119,6	74,4
	Skyring	17	10,2	328,9	115,8	76,1
h) Hoch im Osten	Gran Campo	26	6,3	208,3	61,8	48,6
	Skyring	20	15,5	318,3	91,4	73,0
i) Nordlage	Gran Campo	39	7,3	222,5	101,5	71,2
	Skyring	29	8,9	275,7	93,3	71,5
j) Schw. Druckgrad.	Gran Campo	54	3,3	268,4	87,8	61,9
	Skyring	31	5,4	362,1	123,9	81,0
unklassifiziert	Gran Campo	98	8,0	191,6	61,9	48,1
	Skyring	82	4,6	200,5	61,0	50,3

Tab. 4.10 Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der Globalstrahlung für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS.

Windgeschwindigkeit						
Wetterlage / Station		Zahl der Tage	Min.	Max.	Mittel	Std.-Abw.
alle Lagen	Gran Campo	1024	0,25	10,48	3,09	1,61
	Skyring	727	0,58	8,83	3,54	1,71
	Punta Arenas	1078	0,00	18,19	5,00	2,75
a) Westlage	Gran Campo	354	1,12	10,48	3,90	1,65
	Skyring	258	0,78	8,57	4,14	1,59
	Punta Arenas	361	0,26	16,74	5,97	2,92
b) Südwestlage	Gran Campo	140	0,25	9,87	3,30	1,69
	Skyring	85	1,14	8,25	3,97	1,53
	Punta Arenas	143	0,00	18,19	6,04	2,60
c) Nordwestlage	Gran Campo	54	0,81	7,17	2,44	1,35
	Skyring	40	0,58	5,23	2,35	1,24
	Punta Arenas	65	0,79	11,74	3,90	2,52
d) Tiefdrucktrog	Gran Campo	96	0,25	7,10	2,99	1,35
	Skyring	77	0,68	7,66	3,80	1,84
	Punta Arenas	99	0,79	11,47	4,97	2,40
e) Hochdruckkeil	Gran Campo	46	1,24	6,66	3,18	1,39
	Skyring	35	1,51	6,85	3,95	1,57
	Punta Arenas	52	1,32	10,02	4,64	2,29
f) Hochdruckbrücke	Gran Campo	95	0,92	6,23	2,94	1,27
	Skyring	71	0,89	5,99	3,03	1,36
	Punta Arenas	99	0,41	10,41	4,24	2,14
g) Südlage	Gran Campo	23	1,54	4,36	2,35	0,64
	Skyring	17	1,53	6,61	3,77	1,46
	Punta Arenas	25	1,71	8,57	4,67	1,96
h) Hoch im Osten	Gran Campo	26	0,76	5,32	1,96	1,19
	Skyring	20	0,64	4,51	1,71	1,04
	Punta Arenas	30	0,53	7,65	3,51	2,02
i) Nordlage	Gran Campo	39	0,39	3,53	1,55	0,60
	Skyring	29	0,74	5,16	1,97	1,03
	Punta Arenas	42	0,53	6,32	2,51	1,29
j) Schw. Druckgrad.	Gran Campo	54	0,25	5,88	3,01	1,62
	Skyring	31	0,95	8,27	4,01	1,97
	Punta Arenas	55	1,47	11,47	5,23	2,50
unklassifiziert	Gran Campo	98	0,46	4,28	1,66	0,61
	Skyring	82	0,63	8,83	2,67	1,57
	Punta Arenas	108	0,26	13,58	3,36	2,32

Tab. 4.11 Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der Windgeschwindigkeit für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS.

Niederschlag						
Wetterlage / Station		Zahl der Tage	Min.	Max.	Mittel	Std.-Abw.
alle Lagen	Gran Campo	1024	0	326	14,1	25,1
	Skyring	727	0	122	2,8	8,0
	Punta Arenas	1094	0	39	1,4	3,3
a) Westlage	Gran Campo	354	0	326	21,4	32,1
	Skyring	258	0	122	4,2	11,3
	Punta Arenas	365	0	18	1,1	2,1
b) Südwestlage	Gran Campo	140	0	216	19,2	27,8
	Skyring	85	0	51	5,0	9,0
	Punta Arenas	143	0	21	1,9	3,8
c) Nordwestlage	Gran Campo	54	0	74	14,4	17,3
	Skyring	40	0	57	3,1	9,2
	Punta Arenas	66	0	18	2,6	3,9
d) Tiefdrucktrog	Gran Campo	96	0	155	12,1	24,2
	Skyring	77	0	26	2,2	4,5
	Punta Arenas	102	0	14	1,1	2,5
e) Hochdruckkeil	Gran Campo	46	0	93	8,8	16,4
	Skyring	35	0	11	1,4	2,3
	Punta Arenas	52	0	11	0,6	1,8
f) Hochdruckbrücke	Gran Campo	95	0	66	6,0	11,0
	Skyring	71	0	7	0,7	1,6
	Punta Arenas	100	0	22	0,7	2,7
g) Südlage	Gran Campo	23	0	12	1,7	2,9
	Skyring	17	0	4	0,6	1,1
	Punta Arenas	26	0	5	0,2	1,0
h) Hoch im Osten	Gran Campo	26	0	31	4,4	6,3
	Skyring	20	0	9	0,8	2,0
	Punta Arenas	30	0	15	2,2	4,0
i) Nordlage	Gran Campo	39	0	7	0,7	1,5
	Skyring	29	0	1	0,1	0,2
	Punta Arenas	42	0	12	1,2	2,7
j) Schw. Druckgrad.	Gran Campo	54	0	93	14,6	19,8
	Skyring	31	0	14	2,3	3,3
	Punta Arenas	57	0	16	1,8	3,7
unklassifiziert	Gran Campo	98	0	33	2,5	5,3
	Skyring	82	0	24	1,4	3,5
	Punta Arenas	112	0	39	2,8	5,7

Tab. 4.12 Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum des Niederschlages für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS.

Lufttemperatur						
Wetterlage /Station		Zahl der Tage	Min.	Max.	Mittel	Std.-Abw.
alle Lagen	Gran Campo	1094	-4,3	14,9	5,6	3,4
	Skyring	727	-5,9	16,8	6,4	4,0
	Punta Arenas	1094	-6,8	17,9	6,0	3,9
a) Westlage	Gran Campo	365	-2,7	14,9	7,0	2,8
	Skyring	258	-1,2	15,4	8,4	3,0
	Punta Arenas	365	-3,8	14,9	7,8	3,6
b) Südwestlage	Gran Campo	143	-1,8	12,7	5,2	2,6
	Skyring	85	-0,9	11,4	5,8	2,8
	Punta Arenas	143	-2,9	13,8	6,3	3,2
c) Nordwestlage	Gran Campo	66	-0,6	12,4	5,1	3,1
	Skyring	40	-2,3	14,6	5,3	4,0
	Punta Arenas	66	-1,2	14,2	5,6	3,7
d) Tiefdrucktrog	Gran Campo	102	-4,3	10,9	3,9	2,5
	Skyring	77	-3,9	10,3	4,5	2,8
	Punta Arenas	102	-6,8	12,8	3,8	2,9
e) Hochdruckkeil	Gran Campo	52	0,1	11,7	6,4	2,7
	Skyring	35	0,6	13,4	8,1	2,9
	Punta Arenas	52	-0,6	13,4	6,6	3,4
f) Hochdruckbrücke	Gran Campo	100	-1,9	14,8	6,9	4,1
	Skyring	71	-2,5	16,8	8,2	4,9
	Punta Arenas	100	-2,6	17,9	7,2	4,7
g) Südlage	Gran Campo	26	-1,1	11,7	4,6	2,8
	Skyring	17	-0,6	11,5	5,7	2,8
	Punta Arenas	26	-2,2	10,0	4,6	3,3
h) Hoch im Osten	Gran Campo	30	-2,8	11,7	5,5	3,6
	Skyring	20	-1,5	11,5	5,5	4,1
	Punta Arenas	30	-3,9	11,7	5,8	3,6
i) Nordlage	Gran Campo	42	-3,2	13,3	3,7	4,0
	Skyring	29	-2,6	11,8	3,9	4,2
	Punta Arenas	42	-4,4	12,5	3,9	3,6
j) Schw. Druckgrad.	Gran Campo	57	-1,6	12,2	5,8	3,0
	Skyring	31	-1,8	13,9	6,7	3,9
	Punta Arenas	57	-1,2	14,1	6,6	3,6
unklassifiziert	Gran Campo	112	-4,0	10,5	2,1	2,6
	Skyring	82	-5,9	10,5	2,2	3,1
	Punta Arenas	112	-4,0	10,3	1,8	2,9

Tab. 4.13 Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der Lufttemperatur für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS.

Relative Feuchte						
Wetterlage / Station		N	Min.	Max.	Mittel	Std.-Abw.
alle Lagen	Gran Campo	1023	48	100	79	10
	Skyring	727	49	99	75	10
	Punta Arenas	1094	47	99	74	11
a) Westlage	Gran Campo	354	48	100	76	10
	Skyring	258	54	92	70	8
	Punta Arenas	365	47	95	71	10
b) Südwestlage	Gran Campo	140	54	98	81	9
	Skyring	85	52	95	76	7
	Punta Arenas	143	55	97	72	9
c) Nordwestlage	Gran Campo	54	63	100	87	9
	Skyring	40	57	99	79	11
	Punta Arenas	66	50	96	80	10
d) Tiefdrucktrog	Gran Campo	96	58	96	78	9
	Skyring	77	60	94	75	8
	Punta Arenas	102	58	95	75	8
e) Hochdruckkeil	Gran Campo	46	50	99	75	11
	Skyring	35	57	90	71	8
	Punta Arenas	52	53	94	71	9
f) Hochdruckbrücke	Gran Campo	94	49	100	77	11
	Skyring	71	49	93	71	10
	Punta Arenas	100	50	99	73	11
g) Südlage	Gran Campo	23	60	88	72	8
	Skyring	17	63	81	72	5
	Punta Arenas	26	53	86	69	8
h) Hoch im Osten	Gran Campo	26	61	103	85	12
	Skyring	20	61	96	83	10
	Punta Arenas	30	56	98	83	12
i) Nordlage	Gran Campo	39	60	100	82	11
	Skyring	29	67	99	84	9
	Punta Arenas	42	55	99	83	12
j) Schw. Druckgrad.	Gran Campo	54	63	100	81	10
	Skyring	31	60	91	75	8
	Punta Arenas	57	50	98	71	10
unklassifiziert	Gran Campo	98	61	100	84	10
	Skyring	82	63	99	85	9
	Punta Arenas	112	51	97	81	10

Tab. 4.14 Mittelwerte, Standardabweichung, Minimum und Maximum der relativen Luftfeuchte für zehn Wetterlagen an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS.

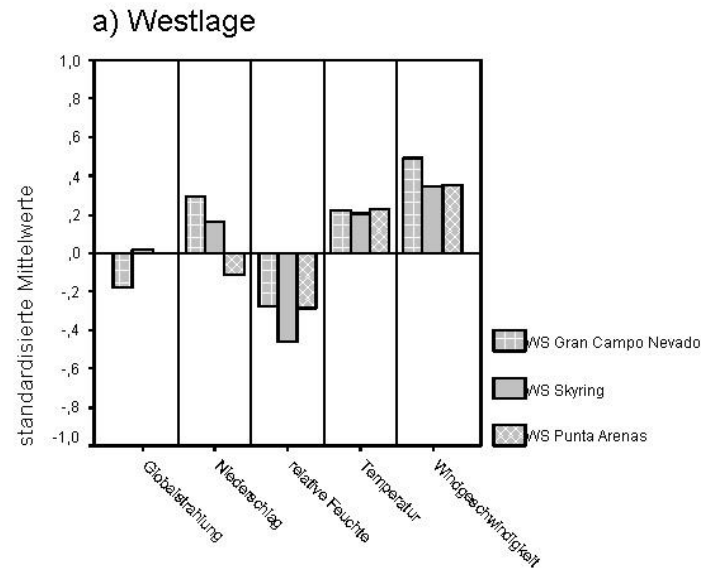


Abb. 4.36 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei Westlage.

4.4.3 Analytische Betrachtung der einzelnen Wetterlagen

4.4.3.1 Westlage

Die Westlage ist die wichtigste Wetterlage für Südpatagonien, sie stellt über ein Drittel aller Wetterlagen. In ihrem Auftreten ist ein deutlicher Jahresgang mit Maximum im Frühsommer festzustellen (Kap. 3.5). Durch ihren großen Anteil am Wettergeschehen nimmt diese Wetterlage großen Einfluss auf die berechneten Mittelwerte. Die in Abb. 4.36 dargestellten Abweichungen vom Mittelwert sind deshalb weit höher zu bewerten als bei den anderen Wetterlagen.

Die Bodenluftdruckkarte (Kap. 3.5) zeigt zonalen Isobarenverlauf mit einem starken Druckgradienten, der äußerst hohe Windgeschwindigkeiten verursacht. Im Mittel nehmen diese Werte von 4,1 m/s an der AWS Skyring, 3,9 m/s an der AWS Gran Campo NPB und sogar 6,0 m/s an der WS Punta Arenas JS an. Der Mittelwert an der WS Punta Arenas JS ist vor allem auch durch seltene, aber extreme Windgeschwindigkeiten von bis zu 16,8 m/s im Tagesmittel geprägt. Da an der WS Punta Arenas JS die durchschnittliche Windgeschwindigkeit höher als an den anderen Stationen ist, ist die in Abb. 4.36 dargestellte Abweichung zwar geringer, die absoluten Werte jedoch sind höher.

Die Anströmrichtung ist bei dieser Wetterlage genau aus Westen, am Boden mit Modifikationen aus Nordwesten (Abb. 4.29). Dies führt Luft nach Patagonien, die über dem Pazifik mit Feuchtigkeit angereichert wurde. Deren Auftreffen auf die Landmasse bedingt die typischen Hebungs- und Niederschlagsprozessen, wie sie schon in Kapitel 4.3 beschrieben wurden. Als Folge davon sind an der AWS Gran Campo NPB hohe Niederschlagsmengen von durchschnittlich 21,4 mm pro Tag zu verzeichnen. Weiter im Landesinneren an der AWS Skyring sind es nur noch 4,2 mm aber damit immer noch überdurchschnittlich viel. Im Lee an der WS Punta Arenas JS sind jedoch als Folge des Föhneffektes nur noch durchschnittliche Niederschlagsbedingungen anzutreffen. Dies spiegelt deutlich das von ENDLICHER (1991b) vorgestellte Niederschlagsprofil wider. Das Resultat darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, dass es gerade bei diesem Parameter eine sehr große Variabilität gibt, die von Extremniederschlägen von über 500 mm am Tag bis zu keinem Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB reicht. In einer ähnlichen Wetterlage beschreibt ENDLICHER (1991b) häufige Kaltfrontdurchgänge. Dies ist aufgrund der vorliegenden Daten nicht zu ermitteln, würde aber die Ergebnisse bestätigen.

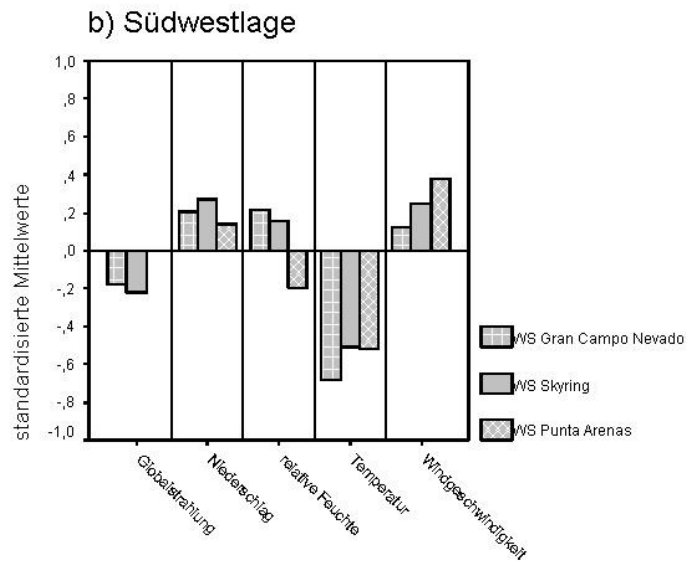


Abb. 4.37 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei Südwestlage.

Gekoppelt an die Resultate der Niederschlagsuntersuchung ist die Globalstrahlung als Folge der starken Himmelsbedeckung bei dieser Wetterlage an beiden Stationen unterdurchschnittlich. Die Temperaturabweichung vom Monatsmittel ist durchweg positiv, ohne großen Unterschied der Stationen im Vergleich zum Durchschnittswert. Dies widerspricht den von ENDLICHER (1991b) festgestellten Kaltfrontdurchgängen, deren Folge eine Temperaturabweichung in den negativen Bereich sein müsste. Dieser Effekt wird jedoch durch die Temperaturerhöhung in Folge des Föhns wieder aufgehoben. Die relative Feuchte dagegen weicht negativ vom Durchschnitt ab. Grund dafür ist wiederum der Föhneffekt in zweierlei Weise: durch Kondensation und Niederschlag wird der Luft Wasserdampf entzogen, zum anderen erniedrigen die erhöhten Temperaturen im Lee den relativen Anteil des Wasserdampfes an der Luft. Dieser Effekt ist an der AWS Skyring am größten.

4.4.3.2 Südwestlage

Bei der zweithäufigsten Wetterlage, der Südwestlage, lenkt ein Tief südlich von Feuerland kühle subpolar-maritime Luftmassen nach Patagonien (Kap. 3.5). Am deutlichsten wird das an den großen Temperaturabweichungen nach unten an allen drei Stationen (Abb. 4.37). Durch einen hohen Druckgradienten herrschen an der AWS Skyring und an der WS Punta Arenas JS weit überdurchschnittliche Windgeschwindigkeiten, die an der WS Punta Arenas JS sogar die durchschnittliche Windgeschwindigkeit bei Westlagen überschreitet. An der AWS Gran Campo NPB jedoch sind die Windgeschwindigkeiten nur durchschnittlich. Bei Beachtung der Windrichtung (Abb. 4.24), zumeist West, wird der Unterschied verständlich. Während die AWS Gran Campo NPB direkt im Windschatten des Gebirgsstocks liegt (Abb. 4.5), strömt die Luft aus nordwestlichen Richtungen über die großen Flächen des Seno Skyring und Seno Otway nach Punta Arenas (Abb. 4.4). Ähnliches gilt für die AWS Skyring, da west-nordwestlich davon wenige hohe Gebirgsstöcke vorhanden sind. Beide Stationen befinden sich nordöstlich des Tiefdruckzentrums, so dass die nordwestliche Komponente der Windrichtung verständlich wird.

Die Niederschläge bei dieser Wetterlage sind durchschnittlich, jedoch weit höher als bei den meisten anderen Wetterlagen. Die geringe Abweichung vom Durchschnitt ist durch den großen Einfluss der Westlage auf diesen Wert zu erklären. Mit 26,5 mm am Tag an der AWS Gran Campo NPB sind die Niederschlagsmengen - wie bei den anderen beiden Stationen

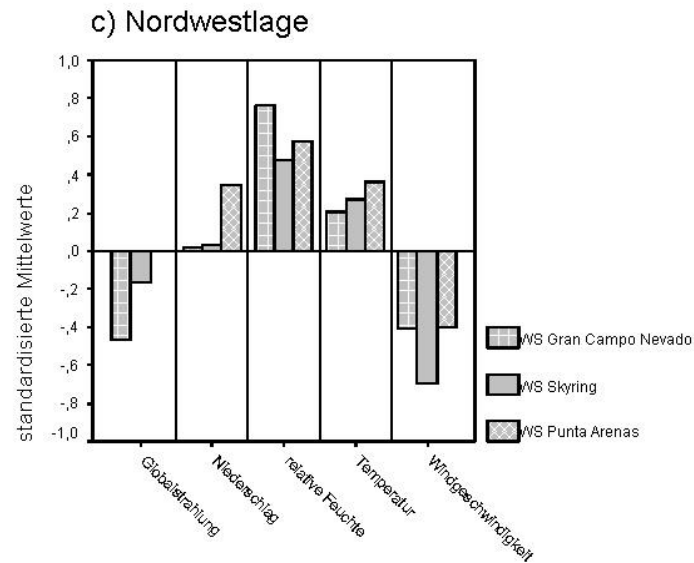


Abb. 4.38 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei Nordwestlage

auch - sogar höher als bei der Westlage. Der hygrische Gradient vom Gebirge zum Tiefland lässt sich auch hier beobachten.

4.4.3.3 Nordwestlage

Bei der Nordwestlage handelt es sich um eine typische Winterwetterlage, deren Isobarenbild von einem starken Tiefdruckgebiet südwestlich des südamerikanischen Kontinentes geprägt wird (Kap. 3.5). Diese Drucksituation lenkt warme, subtropisch-maritime Luftmassen aus Nordwesten in das Untersuchungsgebiet. Die andenparallele Anströmrichtung aus Nordwest bedingt durch die erhöhte Reibung im Gebirge eine reduzierte Windgeschwindigkeit an allen drei Stationen (Abb. 4.38). Die Unterschiede in der Niederschlagsmenge sind weit weniger ausgeprägt als bei den beiden zuvor behandelten Wetterlagen. An der WS Gran Campo

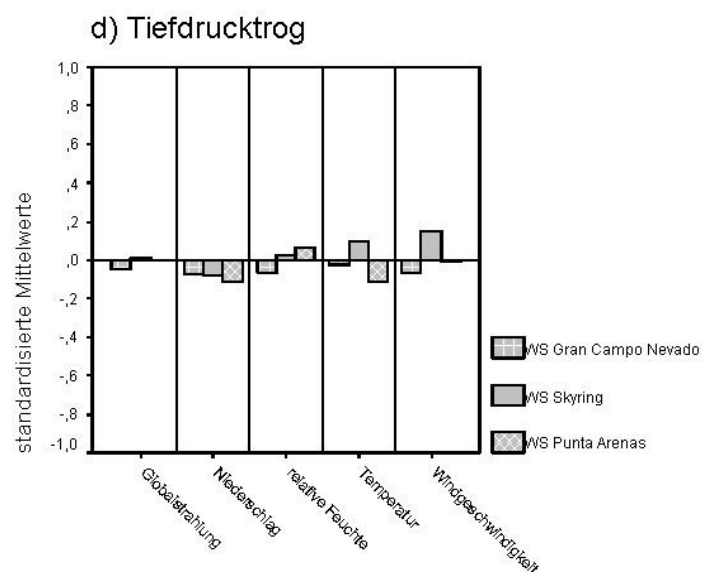


Abb. 4.39 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Lage 'Tiefdrucktrog über dem Pazifik'.

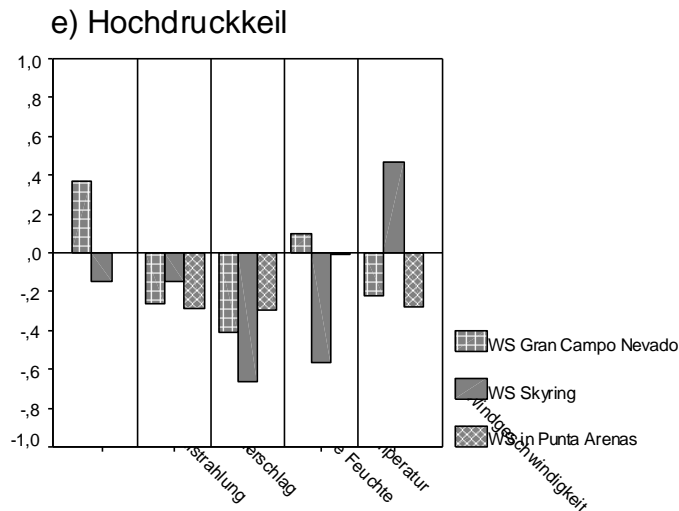


Abb. 4.40 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage 'Hochdruckkeil'.

NPB wird zwar immer noch mehr als das Fünffache der Niederschlagsmenge der WS Punta Arenas JS gemessen, dies ist jedoch ein stark unterdurchschnittliches Verhältnis. Punta Arenas liegt bei dieser Anströmrichtung weit weniger im Regenschatten des Gebirges und erhält mit 2,6 mm pro Tag mehr als das Doppelte an Niederschlag als bei der Westlage. ENDLICHER (1991b) bemerkt bei einer vergleichbaren Wetterlage das häufige Auftreten von Warmfronten und Okklusionen. Die damit verbundene Bewölkung erklärt die niedrige Einstrahlung (Abb. 4.38).

Die hohen positiven Abweichungen der relativen Feuchte vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB und an der WS Punta Arenas JS erklären sich durch deren Lage: Keine der Stationen befindet sich bei dieser Wetterlage im Lee, also kann auch keine Verminderung der relativen Feuchte durch Föhneffekte stattfinden. Erstaunlich ist jedoch die nur durchschnittliche relative Feuchte an der AWS Skyring.

4.4.3.4 Tiefdrucktrog über dem Pazifik

Diese Winterwetterlage ist in ihrer Ausprägung in allen Parametern durchschnittlich. Abweichungen vom Mittelwert sind sehr gering (Abb. 4.39). Dies ist anhand der Bodenluftdruckkarte zu erklären (Kap. 3.5). Die Westwinddrift spaltet sich über dem Südpazifik in einen nördlichen und einen südlichen Arm auf, die sich über Patagonien wieder vereinigen. Direkt im Untersuchungsgebiet gibt es daher Einflüsse des nördlichen Armes, vergleichbar der Nordwestlage mit subtropisch-maritimen Luftmassen, und des südlichen Armes, vergleichbar der West- und Südwestlage mit subpolar-maritimen Luftmassen. Da die vier Variationen der Westlage zusammen etwa 60% aller Wetterlagen ausmachen, bestimmen sie zum Großteil die Mittelwerte. Die Parameter der Wetterlage mit dem Tiefdrucktrog zeigen daher auch das durchschnittliche Wettergeschehen.

4.4.3.5 Hochdruckkeil

Diese Wetterlage tritt nur zu 4,5% auf, mit besonderer Häufigkeit im Spätsommer. Durch ein stark ausgebildetes Subtropenhoch über dem Pazifik wird die Westwinddrift südwärts abgedrängt (Kap. 3.5). Die subpolar beeinflussten Luftmassen werden aus südwestlicher

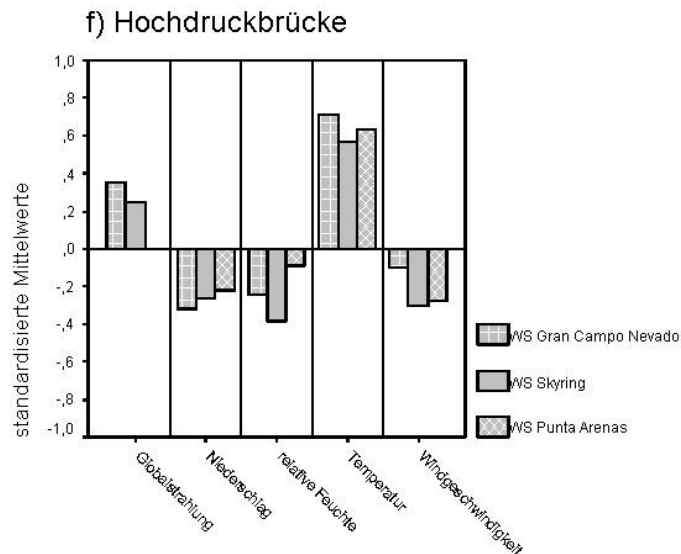


Abb. 4.41 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage 'Hochdruckbrücke'.

Richtung nach Patagonien gelenkt. Durch einen relativ schwachen Druckgradienten herrschen unterdurchschnittliche Windgeschwindigkeiten (Abb. 4.40). Die Windrichtung an der Erdoberfläche ist westlich, im freien Umland von Punta Arenas kommen überraschenderweise ebenso häufig nördliche wie westliche Winde vor (Abb. 4.29).

Diese antizyklonal, also ohne Frontdurchgänge, geprägte Wetterlage ist eine typische „Schönwetterlage“. Bei durchschnittlichen Temperaturen fallen der niedrige Niederschlag und besonders die niedrige relative Feuchte im Vergleich zu den Westlagenvariationen auf. Dies ist Folge der Anströmrichtung aus Südwest. Bevor die Luftmassen das Untersuchungsgebiet erreichen, treffen sie auf die Gebirgsmassive von Feuerland. Alle drei Wetterstationen nördlich der Magellanstraße liegen bei dieser Wetterlage im Lee und werden durch den Föhneffekt beeinflusst. Die Luftmassen verlieren Wasserdampf, daher sind Niederschlag und relative Feuchte niedriger als im Mittel. Durch diesen Effekt ist auch die Himmelsbedeckung geringer, was erhöhte Globalstrahlungswerte zur Folge hat.

4.4.3.6 Hochdruckbrücke

Die Hochdruckbrücke ist mit 9,3% die dritthäufigste Wetterlage. Meist tritt sie in den Übergangsjahreszeiten mit Maxima im Februar und Oktober auf (Kap. 3.5).

Diese antizyklonale Wetterlage wird durch eine Hochdruckbrücke über dem nördlichen Patagonien bestimmt. Schwache Winde aus West bzw. Nordwest an der Erdoberfläche sind die Folge (Abb. 2.29). Diese Wetterlage fällt vor allem durch ihre hohe Temperaturabweichung in Verbindung mit hohen Einstrahlungen auf (Abb. 4.41). Am Südrand der Antizyklone wird subtropisch warme Luft in das Untersuchungsgebiet gelenkt. Positive Temperaturabweichungen von über einem Kelvin sind die Regel. Die hohe Globalstrahlung ist Folge der antizyklonalen Witterung ohne Frontdurchgänge und daher geringer Bewölkung. In Verbindung damit steht die geringe Niederschlagsmenge.

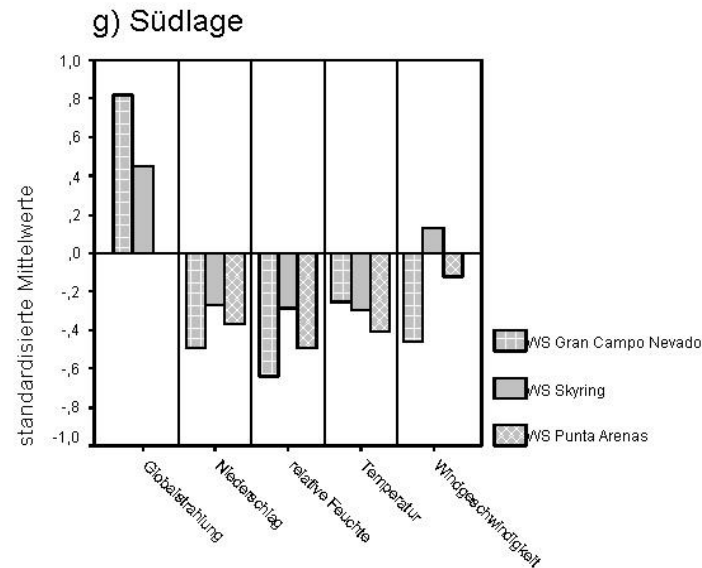


Abb. 4.42 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei Südlage.

4.4.3.7 Südlage

Die Südlage wird durch eine weit südlich im Pazifik liegende Antizyklone bestimmt (Kap. 3.5). An deren Südseite wird subpolare Luft aus Südwesten in das Untersuchungsgebiet gelenkt.

In ihrer Ausprägung ist diese Wetterlage dem Hochdruckkeil ähnlich, jedoch um einiges kühler (Abb. 4.42). Dies ist durch den verstärkten Einfluss antarktischer Luftmassen zu erklären. Die Temperaturabweichung beträgt an der AWS Gran Campo NPB im Durchschnitt $-0,7\text{ K}$, an der WS Punta Arenas JS $-0,8\text{ K}$, während bei der Wetterlage „Hochdruckkeil“ die Abweichung an der AWS Gran Campo NPB positiv und an der WS Punta Arenas kaum ausgeprägt ist.

4.4.3.8 Drucklage mit Hochdruckgebiet im Osten

Ein Hoch östlich von Patagonien prägt diese seltene Wetterlage der Übergangsjahreszeiten (Kap. 3.5). Ein sehr schwacher Druckgradient bedingt sehr schwache Windgeschwindigkeiten. Sie weichen um ca. eine Standardabweichung von den durchschnittlichen Messungen ab. Die Windrichtung weist große Unterschiede zwischen dem westlichen und dem östlichen Südpatagonien auf (Abb. 4.29). Während an der AWS Gran Campo NPB Winde aus West bis sogar Süd wehen, dominiert an der WS Punta Arenas JS mehr die nördliche Richtung. Dies ist Folge der Antizyklone im Osten, deren Einfluss jedoch vor allem in Ostpatagonien bemerkbar ist. Westpatagonien liegt dagegen im Lee. Die Antizyklone lenkt sehr feuchte, atlantische Luft in das Untersuchungsgebiet. Diese feuchte Luft trifft im Gegensatz zu den Luftmassen aus Westen über dem Osten des Kontinentes nicht auf eine Gebirgskette. Die Hebungsprozesse sind wesentlich geringer, so dass der Feuchtegehalt der Luftmassen auch über der Landoberfläche noch beträchtlich höher als der Durchschnitt ist. Daneben kann die Luft begünstigt durch die niedrige Windgeschwindigkeit auch über den Wasserflächen der Fjorde, Förden und Binnenseen mit Feuchtigkeit angereichert werden.

Dieser östliche Einfluss ist auch bei der Niederschlagsverteilung nachzuvollziehen. Während an der AWS Gran Campo NPB und an der AWS Skyring unterdurchschnittlicher Niederschlag zu verzeichnen ist, bekommt die WS Punta Arenas JS überdurchschnittlich viel Niederschlag ab (Abb. 4.43).

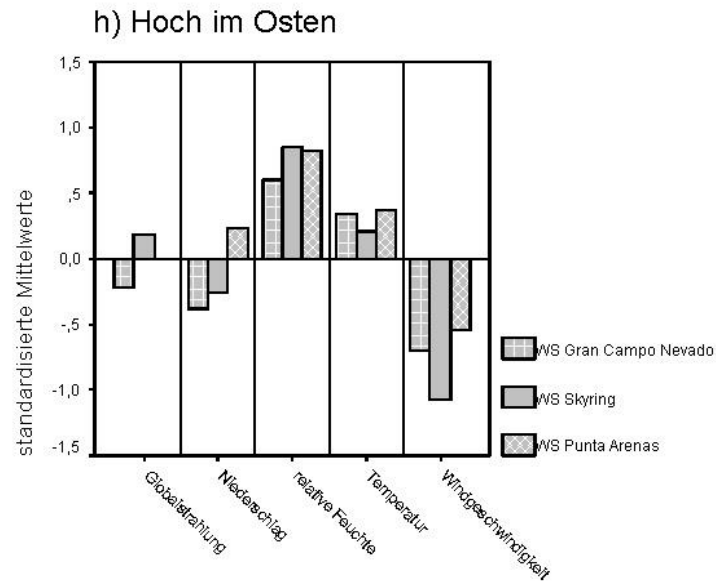


Abb. 4.43 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage mit Hochdruckgebiet im Osten.

4.4.3.9 Nordlage

Die Lage zwischen einem Tief westlich der patagonischen Küste und einem Hochdruckgebiet im Osten prägt diese Drucksituation (Kap. 3.5). Mit 5,3% aller Wetterlagen und einem maximalen Auftreten im September kommt sie doppelt so häufig vor wie die Lage mit Hochdruckzelle im Osten. Ebenso wie bei dieser sind durch einen schwachen Druckgradienten nur weit unterdurchschnittliche Windgeschwindigkeiten zu verzeichnen (Abb. 4.44). Die Stationen im Untersuchungsgebiet unterliegen verschiedenen Einflüssen. Die Anströmrichtung ist generell aus nördlichen Richtungen (Abb. 4.29), im Westen jedoch werden dadurch feuchte pazifische Luftmassen entlang der Anden nach Süden geführt, im Osten handelt es sich um feuchte atlantische Luftmassen.

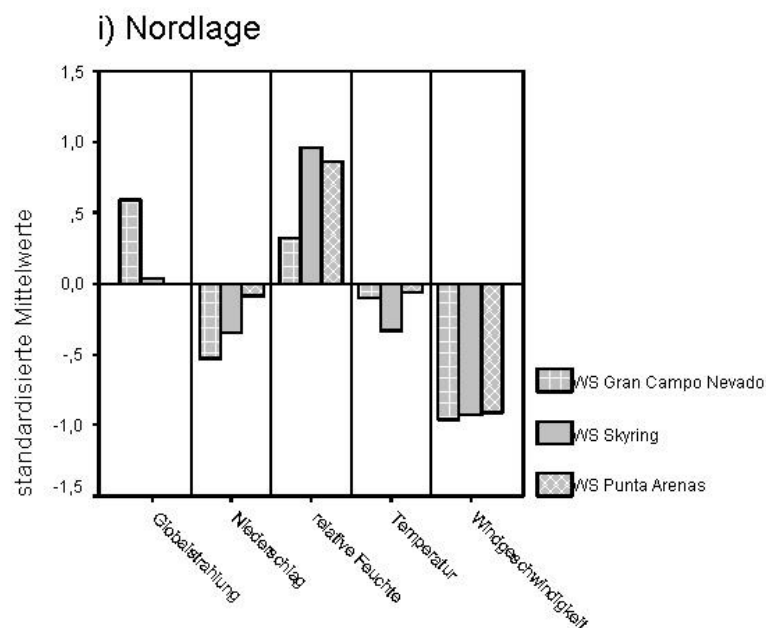


Abb. 4.44 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei Nordlage.

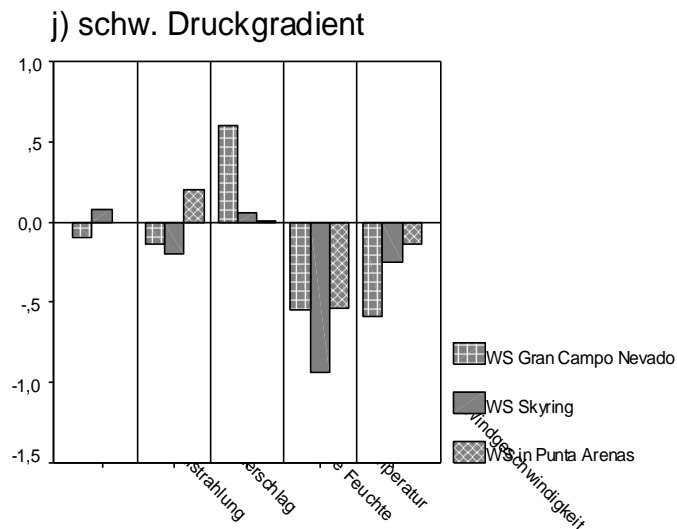


Abb. 4.45 Standardisierte mittlere Abweichungen der einzelnen Klimaelemente vom Mittelwert an der AWS Gran Campo NPB, der AWS Skyring und der WS Punta Arenas JS bei der Wetterlage mit schwachem Druckgradienten.

Durch die Leelage aller Stationen ist die Niederschlagsmenge mit unter 2,5 mm pro Tag sehr gering. Damit verbundene geringe Bewölkung ermöglicht große Einstrahlungssummen. Etwas überraschend sind die negativen Temperaturabweichungen an den Gebirgsstationen, obwohl doch durch den Nordeinfluss dieser Wetterlage eher höhere Lufttemperaturen zu erwarten gewesen wären. Besonders fällt dabei die AWS Skyring auf. Verursacht werden könnte diese Anomalie durch eine Abkühlung der Luftmasse über den patagonischen Inlandeisfeldern, die von den Luftmassen überquert werden bevor sie den Seno Skyring erreichen. Parallel dazu steigt in der kühleren Luft der Wert der relativen Feuchte bei gleicher absoluter Feuchte an.

4.4.3.10 Drucklage mit schwachem Druckgradienten

Diese typische Sommerwetterlage ist durch einen extrem schwachen Druckgradienten über dem südlichen Patagonien gekennzeichnet (Kap. 3.5). Der Hauptstrom der Westwinddrift ist nordwärts verlagert. Schwache westliche Winde sind die Folge (Abb. 4.45). Die langsam aus Südwesten einfließende Luft bewirkt nicht die üblichen Föhneffekte. Die Niederschlagswerte zeigen positive Abweichungen für die WS Punta Arenas JS, während an den restlichen Stationen unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen gemessen werden. ENDLICHER (1991b) erklärt dies mit „wenig ergiebigen Konvektionsniederschlägen ohne Fronteinfluss“ über Ostpatagonien.

Auffällig sind die kühlen Temperaturen während dieser Wetterlage. Dies ist auf den antarktischen Einfluss feuchtpolarer Luft südlich der Westwinddrift zurückzuführen.

4.4.4 Vergleich der Meßwerte an den Klimastationen bei verschiedener Anströmung

Um eine Synthese der in den vorangegangenen Kapiteln herausgearbeiteten Unterschiede an den einzelnen Wetterstationen entlang des Transektes und bei einzelnen Wetterlagen zu ermöglichen, werden in diesem Teilkapitel noch einmal diese Differenzierungen vergleichend betrachtet. Dabei werden bestimmte Wetterlagen entsprechend der großräumigen Anströmungsrichtung zusammengefasst. Hierfür wurden die Werte der Klimaelemente Windgeschwindigkeit, Niederschlag, Lufttemperatur und Globalstrahlung in den drei Gruppen 'westerlies' (Anströmungen aus Südwest bis Nordwest), 'northeasterlies' (Anströmungen aus den Richtungen Nord bis Ost) und 'southerlies' (Anströmungen aus Südost und Süd) gemittelt.

Die westlichen Anströmungen (Westlage, Südwestlage, Nordwestlage und Tiefdrucktrog) machen zusammen über 60% aller Situationen im Beobachtungszeitraum aus. Der hohe Anteil der westlichen Lagen spiegelt die hohe Zonalität der allgemeinen Zirkulation der mittleren bis hohen Breiten der Südhemisphäre wider (vgl. RUMNEY 1968). Nördliche und östliche Anströmungen (Nordlage, Hochdruckkeil, Hochdruckbrücke, Lage mit Hoch im

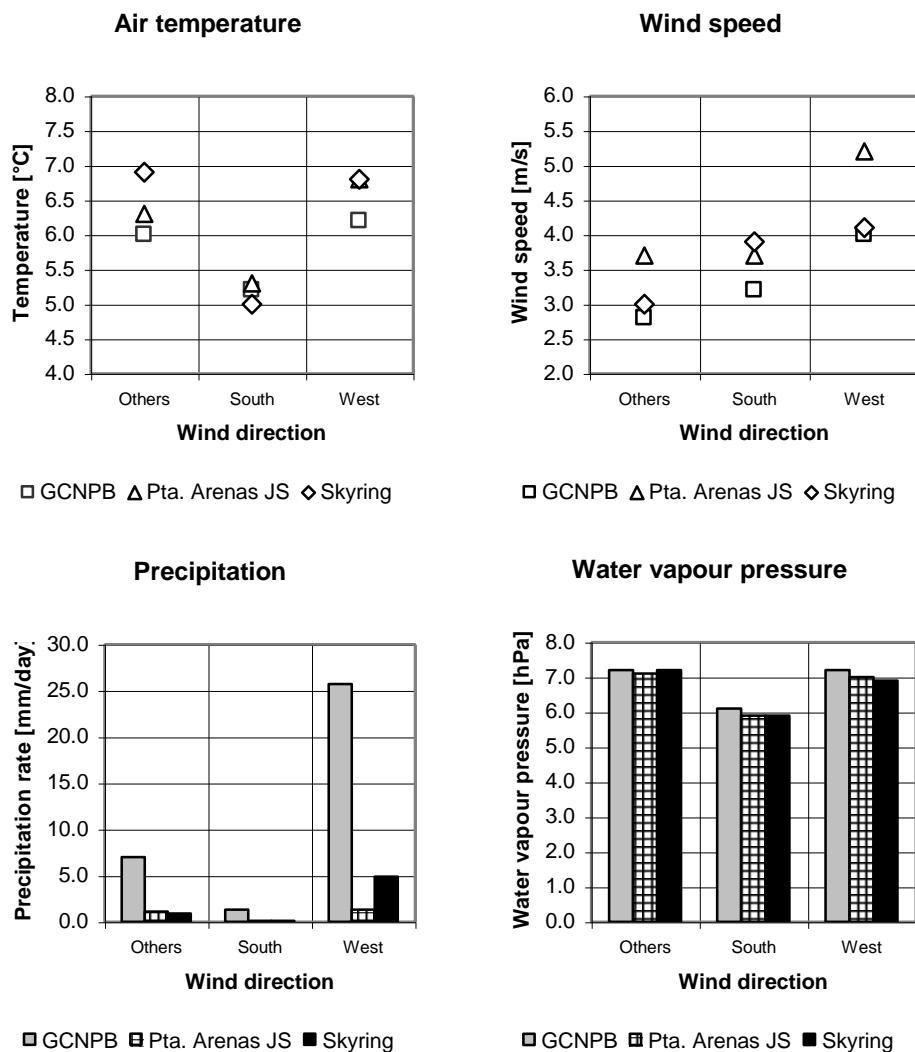


Abb. 4.46 Unterschiede der Ausprägung der Klimaelemente an der WS Punta Arenas JS, der AWS Gran Campo NPB und der AWS Skyring entsprechend der Anströmrichtungen Nord bis Ost (1 'others'), Süd (2) und West (3). Die betrachteten Klimaelemente sind Lufttemperatur (a), Windgeschwindigkeit (b), Niederschlag (c) und Wasserdampfdruck (d).

Osten und Lage mit schwachem Druckgradient) nehmen ca. 26% des Beobachtungszeitraumes ein. Die seltene südliche Anströmung (Südlage) kommt nur in 3% aller Fälle vor. Verbleiben also noch ca. 11% Lagen, die hier nicht weiter betrachtet werden.

Abb. 4.46 stellt die Mittelwerte von Temperatur, Windgeschwindigkeit, Niederschlag und Wasserdampfdruck (als absolutes Feuchtemaß) an den drei Stationen AWS Gran Campo NPB, AWS Skyring und WS Punta Arenas JS entsprechend der drei Anströmungsrichtungen dar. Die Daten für die Südlage beziehen sich auf vergleichsweise wenig Fälle (ca. 33 Tage bzw. 22 Tage) und müssen entsprechend mit Vorsicht interpretiert werden. Dennoch können wichtige Differenzierungen herausgearbeitet werden:

Die mittlere Lufttemperatur weist wichtige Unterschiede entsprechend der Anströmungsrichtung der Luftmassen aus. Während der häufigen Situationen mit westlicher Strömung sind die Unterschiede zwischen den Stationen am geringsten. Dies kann auf die hohe mittlere Windgeschwindigkeit während dieser Zeiträume zurückgeführt werden, die dazu führt, dass bodennahe Luft rasch ausgetauscht wird und sich so lokalklimatische Unterschiede nicht ausprägen können. Während der 'westerlies' und 'northeasterlies' Situationen kann an der AWS Gran Campo NPB verglichen mit den beiden anderen Stationen eine im Mittel geringere Lufttemperatur festgestellt werden. Ursache hier sind zum einen der Einfluss der Eiskappe des Gran Campo Nevado und zum anderen die kühlende Wirkung des Pazifik vor allem im Sommerhalbjahr. Ein starker Rückgang der Temperatur geht mit den Südlagen einher, da hierbei subantarktische Luftmassen direkt nach Patagonien geführt werden. Obwohl diese Wetterlage nicht häufig auftritt, ist sie vor allem im Winter von großer Bedeutung für das ökologische Gefüge und für die Schafzucht in Patagonien. Oftmals sind mit diesen Wetterlagen starke Schneefälle und Frosttemperaturen bis -10°C im Südwesten Patagoniens verbunden (ENDLICHER UND SANTANA 1997).

Die Windgeschwindigkeit ist am höchsten während der 'westerlies' Perioden. Bei südlicher Anströmung fällt die mittlere Windgeschwindigkeit deutlich niedriger aus. Dieser Effekt ist am ausgeprägtesten an der AWS Gran Campo NPB, wo hohe Berge im Süden den Raum vor Winden aus dieser Richtung schützen (vgl. auch Abb. 4.5). Windgeschwindigkeiten bei Situationen mit nördlicher bis östlicher Anströmung sind an allen Stationen generell gering, was auf den vergleichsweise geringen Gradienten des Luftdruckes über Patagonien bei diesen Wetterlagen hinweist.

Die Niederschlagsdifferenzierung zeigt ein wichtiges Muster: Während die WS Gran Campo NPB die höchsten Niederschlagsraten bei der Westlage verzeichnet, gilt dies nicht unbedingt für die AWS Punta Arenas JS. Bei den nicht westlichen Anströmungen liegt die Niederschlagsrate an der AWS Gran Campo NPB bei weniger als 20% der Niederschlagsrate bei westlicher Anströmung. An der WS Punta Arenas JS sind die Werte dagegen ähnlich. Die höchste Niederschlagsrate tritt auch bei der AWS Skyring bei westlicher Anströmung auf, jedoch ist der Unterschied zu den anderen Anströmungsrichtungen nicht gar so auffällig wie an der AWS Gran Campo NPB. Die Niederschlagsrate an der AWS Skyring bei westlicher Anströmung beträgt ungefähr ein Viertel der Niederschlagsrate an der AWS Gran Campo NPB, was auf die Lage der AWS Skyring im Osten des Gebirges zurückzuführen ist. Der Leeeffekt an der AWS Gran Campo NPB bei südlicher Anströmung durch die südlich der Station gelegene GCNE (Abb. 4.5) kann an der im Vergleich geringsten Niederschlagsrate festgemacht werden. Außerdem ist die südliche Anströmung auch noch mit der Heranführung kalter Luftmassen verbunden, die nur eine geringere Menge an Wasserdampf mit sich führen können. Dementsprechend fällt bei dieser Anströmung an allen Stationen der mittlere Wasserdampfgehalt der Luft um ca. 1 hPa (Abb. 4.46).

Es kann geschlossen werden, dass die AWS Skyring trotz ihrer Lage im Osten des Gebirges im Hinblick auf das Niederschlagsregime hauptsächlich durch die Niederschläge bei westlicher Anströmung geprägt ist, obwohl der weit größere Teil des Niederschlags weiter im Westen fällt. An vielen Tagen erfährt die AWS Skyring Wolkenauflösung im Lee des Gebirges anstelle von starken Niederschlägen. Der Effekt der Abtrocknung der Luft kann vor

allem an der WS Punta Arenas JS beobachtet werden. Dort ist zwar der Wasserdampfdruck der Luftmassen ungefähr gleich hoch wie an den anderen beiden Stationen, aber die Lufttemperatur ist bei der westlichen Anströmung deutlich höher als an den beiden anderen betrachteten Standorten. Dies deutet auf einen geringeren mittleren Wert der relativen Luftfeuchte hin.

Die Globalstrahlung an der AWS Gran Campo NPB ist am höchsten während der Tage mit südlicher Anströmung (112 W/m^2). Dies wiederum steht in Einklang mit dem oben im Zusammenhang mit Niederschlag und Windgeschwindigkeit diskutierten schützenden Effekt der GCNE im Süden der Station bei eben dieser Anströmungsrichtung (vgl. Abb. 4.5). Der Föhneffekt bewirkt eine Reduzierung der Bewölkungsrate. An der AWS Skyring beläuft sich die Globalstrahlung an Tagen mit westlicher Anströmung auf 122 W/m^2 und ist damit mehr als doppelt so hoch wie an den Tagen mit südlicher oder nördlicher bis östlicher Anströmung. Daraus darf geschlossen werden, dass die AWS Skyring gerade östlich des Gebirges in hohem Maße vom Föhn beeinflusst ist, der wiederum bei westlicher Anströmung am häufigsten auftritt. Dies entspricht dem vorher Ausgeführten im Hinblick auf Niederschlag und relative Luftfeuchtigkeit.

Die Daten zeigen, dass feuchtere Bedingungen in einem Teil Patagoniens nicht notwendig auch mit generell feuchteren Bedingungen in Zusammenhang stehen müssen. Ebenso gut könnte ein solch regionaler Effekt durch sich ändernde Zirkulationsmuster hervorgerufen worden sein. Höherer Niederschlag an der Westküste und entlang des Hauptkammes des Gebirges aufgrund verstärkter Westwinddrift führt mit großer Sicherheit zu trockeneren Verhältnissen im Osten bei Punta Arenas und umgekehrt. Dementsprechend ist es nicht zwingend richtig von generell trockeneren oder feuchteren Lebensbedingungen der Paläoklimate im südlichen Patagonien zu sprechen, so lange nicht mögliche Veränderungen der Zirkulationsmuster betrachtet worden sind. Der lokale Effekt solcher Veränderlichkeit sollte unter Berücksichtigung der Lage des jeweiligen Untersuchungsraum relativ zum Gebirge in Betracht gezogen werden.

4.5 Vergleich der gefundenen Druckmuster mit den Großwetterlagen nach ENDLICHER (1991b)

In Kap. 3.3 wurden sechs von ENDLICHER (1991b) identifizierte Wetterlagen vorgestellt. Entsprechend den Luftdruckverhältnissen ergibt sich folgende Gegenüberstellung.

Alle sechs der von W. Endlicher beschriebenen Wetterlagen lassen sich auch in der in dieser Untersuchung erarbeiteten Klassifikation wieder finden. Die Wetterlagen „Tiefdrucktrog über dem Pazifik“, „Hochdruckbrücke“, „Südlage“ und „Nordlage“ sind jedoch bei ENDLICHER (1991b) noch nicht beschrieben worden (Tab. 4.15).

ENDLICHER (1991b) beschreibt verschiedene Charakteristika jeder Wetterlage, die nicht immer mit den für diese Untersuchung zur Verfügung stehenden Parametern direkt verglichen werden können. Aufgrund der Charakteristika der NCEP/NCAR-Daten konnten z.B. keine Fronten identifiziert werden, und die Stationsdaten geben zwar die Niederschlagsmenge an, lassen jedoch keinen direkten Schluss auf Schneefall zu. Von ENDLICHER (1991b) wurden vor allem die Auswirkungen auf die Region Südostpatagoniens um Punta Arenas untersucht. Tab. 4.16 gibt für jede Wetterlage nach ENDLICHER (1991b) an, ob typische Eigenschaften der Wetterlage von der hier durchgeführten Analyse bestätigt werden. Abgesehen von Dauer und Häufigkeit einzelner Druckmuster stimmen die Auswirkungen der entsprechenden Wetterlagen ohne Ausnahme überein. Die vorliegende Untersuchung bestätigt die auf Erfahrungen basierenden vorangegangenen Arbeiten und erweitert diese um vier weitere Wetterlagen.

Druckmuster nach Korrelationsanalyse	Wetterlagen nach ENDLICHER (1991b)
a) Westlage	Westlage
b) Südwestlage	Südwestlage
c) Nordwestlage	Nordwestlage
d) Tiefdrucktrog ü. d. Pazifik	---
e) Hochdruckkeil	Hochdrucklage
f) Hochdruckbrücke	---
g) Südlage	---
h) Hoch im Osten	Ostlage
i) Nordlage	---
j) Lage mit schwachem Druckgradienten	Barometrischer Sumpf

Tab. 4.15 Entsprechungen der Druckmuster mit den Großwetterlagen nach ENDLICHER (1991b).

Wetterlage	Eigenschaften nach ENDLICHER (1991b)	Vergleich mit dieser Arbeit
Westlage	in Häufigkeit dominierend	bestätigt
	Häufigkeitsmaximum im Sommer	bestätigt
	zahlreiche Kaltfrontdurchgänge => in Ostpatagonien nicht niederschlagswirksam	keine Angaben / bestätigt
Nordwestlage	geringerer Föhneffekt	bestätigt
	Warmfronten und Okklusionen => erhöhte Niederschlagsergiebigkeit	keine Angaben / bestätigt
	im Winter Wasserschneefall	keine Angaben
Südwestlage	hohe Windgeschwindigkeiten	bestätigt
	Auststrahlungsfröste und Schneeschauer => niedrige Temperaturen	keine Angaben / bestätigt
	Auftreten 3 bis 5 mal pro Winter	kein Häufigkeitsmaximum im Winter; Winter 2001: 2-maliges Auftreten von jeweils 3 Tagen Andauer
Lage mit Hoch im Osten / Ostlage	Maximal 1 bis 2 mal pro Jahr mit maximaler Andauer von 3 bis 4 Tagen	11-maliges Auftreten in 2 Jahren mit 1 bis 5 Tagen Andauer
	Häufigkeitsmaximum im Winterhalbjahr	Häufigkeitsmaximum in den Übergangsjahreszeiten
	hohe Luftfeuchtigkeit	bestätigt
	schwach windig	bestätigt
	Niesel- oder Schneeregen	keine Angaben
	Westpatagonien befindet sich im Lee	bestätigt
Barometrischer Sumpf	untypische Wetterlage	5,6% der Tage (bestätigt)
	niedrige Windgeschwindigkeiten	bestätigt, vor allem in Westpatagonien
	wenig ergiebige Niederschläge	bestätigt
Hochdruckkeil / Hochdrucklage	schw. Druckgradient über Patagonien	bestätigt
	warm	bestätigt, außer an der AWS Skyring
	trocken	bestätigt
	v. a. im Sommer	bestätigt
	Andauer: einige Stunden bis wenige Tage	Andauer: meist nur 1 Tag, Ausnahmen: 1 mal 3 Tage und 1 mal 4 Tage

Tab. 4.16 Vergleich der Eigenschaften zwischen Wetterlagen nach ENDLICHER (1991b) und den hier analysierten Druckmustern.

5. Auswirkungen der El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Schwankung in Patagonien

5.1 Überblick über El Niño und seine Auswirkungen in Südamerika

Das Phänomen der El Niño/Southern Oscillation (ENSO) ist die stärkste mehrjährige Klimaschwankung weltweit. Entstehung und Auswirkung der ENSO sind seit 1960 in vielfältiger Weise beschrieben und erforscht worden (vgl. z. B. BJERKNES 1969, RASMUSSEN UND CARPENTER 1982, PHILANDER 1990, KILADIS UND MO 1998) und werden hier nicht weiter ausgeführt.

Während einer ENSO Warmphase (El Niño) kehrt sich die Walkerzirkulation über dem tropischen Pazifik um. Das kalte Auftriebswasser des Perustroms vor der Pazifikküste Perus wird durch einen Warmwasserkörper verdrängt, die Thermokline im Ozean vor der Küste Perus sinkt um etliche Zehnermeter ab und ein Bodentief vor der peruanischen Küste führt dort zu starken Niederschlägen. Umgekehrt wird das Bodentief über Nordostaustralien und dem indonesischen Archipel durch ein Bodenhoch abgelöst, was zu ausgedehnter Trockenheit in diesen Regionen führt. Diese ca. alle 4 bis 5 Jahre auftretende Anomalie führt zur kompletten Umkehr der atmosphärischen Zirkulation im tropischen Pazifik. Im Anschluss an El Niño folgt in der Regel die ENSO Kaltphase (La Niña), in der nicht nur die normalen ozeanischen und atmosphärischen Bedingungen wieder hergestellt werden, sondern sich diese sogar noch verstärken.

Obwohl die ENSO ihren Ursprung im tropischen Pazifik hat, können die Auswirkungen davon in vielen Teilen der Welt beobachtet werden. Die Auswirkungen der ENSO auf die Küsten Südamerikas und weltweite Fernwirkungen (Telekonnektionen) sind von vielen Autoren untersucht worden (vgl. ROPELEWSKI UND HALPERT 1987, ACEITUNO 1988, ROPELEWSKI UND HALPERT 1989, KILADIS UND DIAZ 1989, ALLAN ET AL. 1996, DAWSON UND O'HARE 2000, TRENBERTH UND CARON 2000).

Über dem südamerikanischen Kontinent wurden die Auswirkungen der ENSO hauptsächlich im Hinblick auf die tropischen und subtropischen Teile des Kontinents untersucht (vgl. PEZZI UND CAVALCANTI 2001, ZHOU UND LAU 2001, COELHO ET AL. 2002, PAEGLE UND MO 2002). Ausgeprägte El Niños verursachten in den letzten zwei Jahrzehnten verheerende Überschwemmungen in Peru und Ecuador und führten zum Zusammenbruch der peruanischen Küstenfischerei, während La Niña Ereignisse zu schwerwiegenden Dürren in Ecuador und Peru führten. Deutlich überdurchschnittlicher Niederschlag im Norden Chiles steht ebenfalls im Zusammenhang mit El Niño (RUTLLANT UND FUENZALIDA 1991). Während El Niño treten im Norden Brasiliens Dürren (sogenannte "Sêcas" auf, während im Süden Brasiliens, in Paraguay und Uruguay und im Nordosten Argentiniens überdurchschnittlicher Niederschlag fällt (ROPELEWSKI UND HALPERT 1987, PISCIOTTANO ET AL. 1994, GRIMM ET AL. 1998, BARROS ET AL. 2000, PEZZI UND CAVALCANTI 2001). KAROLY ET AL. (1996) unternahmen mit den Daten von 62 Wetterstationen eine Hauptkomponentenanalyse. Die erste Hauptkomponente ist dabei fast immer mit dem SOI, dem Index für die ENSO, gekoppelt. Die vierte Hauptkomponente entspricht dem *Trans Polar Index* (TPI), wie er bei PITTOCK (1984) definiert wird. Der TPI berechnet sich aus der Druckdifferenz der normalisierten Luftdrücke von Port Stanley (Falkland Islands / Islas Malvinas) und Hobart, Tasmanien. JONES ET AL. (1999) zeigen, dass die Temperaturen in Südamerika südlich von 45°S signifikant mit dem TPI korrelieren. Negative Werte des TPI, bedeuten höheren Luftdruck über dem südlichen Südamerika und sind mit höheren Lufttemperaturen in Patagonien gekoppelt.

Telekonnektionen zwischen der ENSO und Klimaschwankungen in den hohen Breiten der Südhalbkugel wurden von mehreren Autoren untersucht (vgl. z. B. , KAROLY 1989, CULLATHER ET AL. 1996, BROMWICH ET AL. 2000, GRIMM 2000, HOUSEGO-STOKES UND MCGREGOR 2000). Ältere Studien sind bei CARLETON (1992) umfassend zusammengestellt. ICHIYANAGI ET AL. (2002) stellen fest, dass Schwankungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes im Niederschlagswasser an der Westseite der Antarktischen Halbinsel negativ mit einem ENSO-Signal

korreliert sind. Auswirkungen der ENSO auf das Winterklima der Antarktischen Halbinsel werden von HARANGOZO (2000) aufgedeckt. Unter anderem wurden auch signifikante Korrelationen mit den Temperatur- und Luftdruckmeßreihen einzelner Stationen berechnet, die allerdings kein einheitliches Bild der Kopplung zwischen der ENSO und den entsprechenden Klimaelementen aufweisen (SMITH UND STEARNS 1993). Darüber hinaus werden vor allem interannuelle Schwankungen der Meereseiskonzentration in den letzten 20 Jahren intensiv untersucht (z. B. CARLETON 1988, GLOERSEN 1995, SIMMONDS UND JACKA 1995, LEDLEY UND HUANG 1997, CARLETON ET AL. 1998, YUAN UND MARTINSON 2000). In den 1980iger Jahren waren die Zeitreihen für signifikante Ergebnisse noch zu kurz (CARLETON 1989). Die signifikanten Korrelationen beruhen auf mit dem SOI verknüpften Schwankungen der Lufttemperatur und der Druckverhältnisse, welche wiederum mit Veränderungen der Advektionsrichtung bzw. Windgeschwindigkeit gekoppelt sind. Die Art der Kopplung der ENSO mit der Meereisausdehnung ist je nach Teilbecken des zirkumpolaren Ozeans verschieden ausgeprägt (RENWICK 2002). Die höchsten Korrelationen zwischen SOI und Meereisbedeckung treten in der Bellingshausensee, der Amundsensee und der Rosssee auf. Während El Niño sind in diesen Teilbecken der Bodenluftdruck sowie die Lufttemperatur erhöht und die Meereisbedeckung verringert (KWOK UND COMISO 2002).

HOUSEAGO-STOKES UND MCGREGOR (2000) gehen davon aus, dass die Südpazifische Konvergenzzone [South Pacific Convergence Zone (SPCZ)] (vgl. Abb. 2.9) einen Strom für die Ausbreitung der mit der ENSO zusammenhängenden Klimaanomalien von den mittleren zu den höheren Breiten bildet. Es sind jedoch keine eindeutigen Ausbreitungsmuster, die für die Weiterleitung dieser Klimasignale verantwortlich wären, nachzuweisen (HOUSEAGO-STOKES ET AL. 1998). Die zyklische Variabilität der Meereisbedeckung in verschiedenen Meeresbecken um die Antarktis und entsprechende mehrjährige Variabilität von Meeresoberflächentemperatur, Windfeld und Bodenluftdruck, die WHITE UND PETERSON (1996) als Antarctic Circumpolar Wave (ACW) identifiziert haben, scheint durch derartige Prozesse mit der ENSO gekoppelt zu sein. Nach YUAN ET AL. (1996) können 40% der Variabilität der Meereisbedeckung um die Antarktis auf die ENSO zurückgeführt werden. Die, in Form einer mehrjährigen planetaren Welle erfolgende, ozeanische Kopplung zwischen der ENSO und der ACW erfolgt über die Ausbreitung entsprechender Anomalien vom tropischen Pazifik nach Südosten durch die Drakepassage mit einer Phasengeschwindigkeit von ca. 40° Länge pro Jahr (PETERSON UND WHITE 1998).

Über Auswirkungen der ENSO speziell auf das südlichste Südamerika und Patagonien ist bisher nicht viel bekannt. ROSENBLÜTH ET AL. (1997) erhalten für die Wetterstationen in Chile von Norden nach Süden hin abnehmende Korrelationen zwischen SOI und Lufttemperatur. Südlich von ungefähr 40°S sind diese Korrelationen nicht signifikant. ACEITUNO (1988) und KAROLY (1989) beschreiben eine unnormal starke antizyklonale Strömung über der Bellingshausensee im Zusammenhang mit El Niño, die dafür sorgt, dass kalte polare Luft gegen das südliche Südamerika geführt wird. (RUTTLANT UND FUENZALIDA 1991). Solche blockierenden Situationen sind statistisch für den Südostpazifik eher selten. Allerdings ist die Region bezüglich sehr stark ausgeprägter Blockierungen der Westwindzone statistisch bevorzugt (SINCLAIR 1996, vgl. Kap. 2). Eine Abkühlung in den höheren Breiten der Westküste Südamerikas während El Niño scheint die Konsequenz daraus zu sein (ACEITUNO 1988). COMPAGNUCCI (2000) zeigt, dass es eine klare Beziehung zwischen dem Winterniederschlag zwischen 30°S und 40°S in den Anden und El Niño gibt. Er leitet dies aus einer Analyse der Abflussmengen von Flüssen auf der Ostseite der Anden ab. Eine verstärkte zonale Strömung, die sich mit der Abschwächung und nordwärtigen Verlagerung der südpazifischen Antizyklone erklären lässt, ist vermutlich der Grund hierfür (COMPAGNUCCI ET AL. 1998). Dies stimmt mit den Ergebnissen von STRETEN (1975) und CERVENY ET AL. (1987) überein. CERVENY ET AL. (1987) fanden heraus, dass während der Zeiträume mit negativem SOI (El Niño) die Ausdehnung der Schneedecke zwischen 33°S und 45°S weit ausgeprägter ist, was kältere und feuchtere Bedingungen anzeigt. Nach CERVENY ET AL. (1987) bleibt der Einfluss der ENSO auf die Schneedecke auf den Raum nördlich von 45°S beschränkt.

PITTOCK (1980b) korrelierte Niederschlags- und Temperaturdaten von Wetterstationen in Chile und Argentinien mit dem SOI, TPI und anderen Parametern. Er erhielt schwache aber wenigstens teilweise signifikante Korrelationen zwischen der Lufttemperatur und dem TPI südlich von 45°S und Hinweise auf eine Korrelation der Temperatur mit dem SOI entlang der Westküste Südamerikas südlich von 33°S. Allerdings war die Westküste lediglich mit wenigen Stationen vertreten. Der Niederschlag entlang der Westküste Chiles wies nördlich von 35°S eine Korrelation mit der südlichen Lage der pazifischen Antizyklone zwischen 37°S und 43°S und mit dem SOI auf (PITTOCK 1980a). WALSH UND CERVENY (1990) und WALSH (1994) stellen fest, dass die Stationen südlich von 35°S an der Westküste Südamerikas praktisch keine Temperaturunterschiede zwischen den Extremen der ENSO aufweisen. DEPETRIS UND PASQUINI (2000) behaupten, dass die Dämmung des südlichen Arms des Lago Argentino durch den Moreno Gletscher des SPI mit der ENSO gekoppelt wäre. Allerdings bleibt der dahinter stehende Mechanismus unklar und ihre Interpretation – nämlich verstärkter Niederschlag während El Niño und reduzierter Niederschlag während La Niña – steht im Widerspruch zu den hier folgenden Ausführungen. Insbesondere steht die direkte Kopplung zwischen Niederschlag und Reaktion der Gletscherzunge im Widerspruch zu den langen Reaktionszeiten des SPI von vermutlich mehr als einer Dekade. Ein entsprechendes kurzzeitiges Klimasignal von einem Jahr müsste auf dem Weg durch den Gletscherkörper soweit dissipiert sein, dass es an der Gletscherzunge nicht mehr punktgenau nachweisbar ist. Außerdem hängt das nichtlineare Verhalten des Moreno Gletschers sicherlich von einer Vielzahl von Faktoren ab und kann nicht eindeutig auf eine bescheidene Niederschlagschwankung zurückgeführt werden. DANIELS UND VEBLEN (2000) korrelieren Temperaturreihen und Niederschlagsreihen von Wetterstationen in Patagonien mit dem SOI. Allgemein schlussfolgern sie, dass es während El Niño im Norden Patagoniens wärmer und feuchter ist, außer während des Sommers, wo es trockener ist. In den höheren Breiten schließen sie auf feuchtere Verhältnisse in Argentinien und trockenere Bedingungen im chilenischen Teil. Besonders im Süden Patagoniens ist das Netz der von ihnen benutzten Stationen allerdings sehr weitmaschig. Das von ihnen als 'high-latitude Chile' bezeichnete Gebiet wird nur von der Station Punta Arenas repräsentiert. Punta Arenas jedoch liegt auf der Ostseite des Gebirges und repräsentiert deshalb eher die Verhältnisse an der Ostseite der Gebirgskette und in der ostpatagonischen Steppe als das Klima der Westküste des südlichsten Chiles.

Eine globale Korrelationsanalyse mit NCEP/NCAR-Reanalysedaten - ähnlich dem hier verfolgten Ansatz - im Hinblick auf Korrelationen zwischen SOI und den Parametern Bodenluftdruckfeld, Lufttemperatur und Niederschlag nehmen TRENBERTH UND CARON (2000) vor. Auf die dort veröffentlichten globalen Korrelationsfelder wird im weiteren Bezug genommen.

Das Ziel der weiteren Ausführungen in Kap. 5 ist, herauszufinden, inwiefern Auswirkungen der ENSO auch südlich von 40°S nachweisbar sind. Mit ENSO gekoppelte Zusammenhänge sind von großer Bedeutung für die Beobachtung von Gletscherschwankungen sowohl am SPI wie auch südlich davon z. B. am Gran Campo Nevado.

5.2 Spurensuche nach Auswirkungen der ENSO in Patagonien

5.2.1 Daten und Vorverarbeitung

Als Ausgangsdaten für die Spurensuche nach ENSO-Auswirkungen in Patagonien wurden Monatsmittelwerte des Bodenluftdrucks (SLP), des Niederschlages, der Lufttemperatur und der zonalen (West-Ost) Windgeschwindigkeit der bereits in Kap. 3 eingeführten NCEP/NCAR-Reanalysedaten verwendet. Die Übereinstimmung der NCEP/NCAR-Modelldaten mit den Stationsdaten auf regionaler und lokaler Ebene wurde ebenfalls bereits in Kap. 3 gezeigt.

Als Maß für die Ausprägung der ENSO wurde der '*Southern Oscillation Index*' (SOI) herangezogen. Der SOI stellt die zweifach standardisierten monatlichen Abweichungen bzw. Anomalien der Luftdruckdifferenz in Meereshöhe zwischen Tahiti (tropischer Süostpazifik) und Darwin (Nordaustralien) dar (TRENBERTH 1984). Negative Werte des SOI zeigen in der Regel eine El Niño-Situation an, während positive Werte auf La Niña-Episoden hinweisen. Der Datensatz des SOI kann vom NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder Colorado unter <http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/soi.data> über das Internet bezogen werden. Obwohl eine Reihe anderer geeigneter Proxies für die ENSO existieren (vgl. z. B. TRENBERTH UND STEPANIAK 2001) wurde dem SOI aufgrund seiner Einfachheit und weiten Verbreitung der Vorzug gegeben.

In einem ersten Ansatz, der lediglich dazu dient, Hinweise auf etwaige Telekonnektionen im Bezug auf Patagonien zu finden, wurde der Betrachtungszeitraum auf einen Datensatz von Monatsmittelwerten über 21 Jahre von 1980 bis 2000 eingeschränkt. Der betrachtete Raum reicht von 10°S bis 60°S und von 100°W bis 40°W, wodurch ein Gitternetz von 21 auf 25 Gitterpunkte definiert wird, welches große Teile des südlichen Südamerikas, den südöstlichen Pazifik und den südwestlichen Atlantik umfaßt.

Daten aus der oberen Atmosphäre der hohen Breiten der Südhemisphäre erfuhren durch die Möglichkeit, satellitengestützte Messungen in die Reanalyse einzubringen ab 1975 und durchgehend ab 1979 mit dem Sensor TOVS an Bord des Satelliten TIROS (KISTLER ET AL. 2001) eine erhebliche Verbesserung (MARSHALL ET AL. 2002a, MARSHALL 2002b). NCEP/NCAR-Reanalysedaten und Stationsdaten zeigen übereinstimmend einen Erwärmungstrend in der unteren Atmosphäre im Küstenbereich der Antarktis von ca. 1°C zwischen 1960 und 1999 (MARSHALL 2002a). Im Bodenluftdruckfeld gelten NCEP/NCAR-Reanalysen ab den späten 1960iger Jahren als verlässlich. MARSHALL (2002b) weist nach, dass in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten vor 1970 aufgrund von Artefakten in Form von falschen Trends im Bodenluftdruckfeld der höheren Breiten im Bereich der Antarktischen Halbinsel ein vorsichtiger Umgang mit langjährigen Reihen des Southern Hemisphere Annular Mode (SAM) (vgl. Kap. 5.3.2) - dem südhemisphärischen Pendant zum Nordatlantischen Oszillationsindex (NAO) - erforderlich ist. Nach HINES (2000) reicht der fälschlicherweise in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten zu findende negative Trend des Bodenluftdruckfeldes bei 95°S bis in die 1990iger Jahre. Allerdings werden seit etwa 1970 in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten tatsächliche kurzfristige Schwankungen von Monat zu Monat bzw. Jahr zu Jahr gut wiedergegeben, so dass diese für die vorgenommene Korrelationsanalyse gut geeignet sind (MARSHALL UND HARANGOZO 2000).

GRAHAM (1994) und TRENBERTH und HURRELL (1994) stellen eine generelle Verschiebung der ENSO hin zu niedrigeren Werten des SOI (vgl. Kap. 5.3.4 und 5.3.5) um 1980 fest, was auf einen grundlegenden Wandel im raumzeitlichen Muster der ENSO hindeutet. Die Einschränkung auf einen Zeitraum von 21 Jahren wurde vornehmlich aus letztgenanntem Grund für die Vorstudie getroffen. Die aus dem Internet bezogenen Daten im originären NC-Format wurden in ASCII-Daten gewandelt und anschliessend mit der Software PV-Wave 7.5 verarbeitet.

5.2.2 Datenverarbeitung

Um die Auswirkungen großer El Niño- und La Niña-Ereignisse im untersuchten Zeitraum von 21 Jahren im Datensatz der Reanalysedaten zu erkennen, wurden diese Daten mit dem zeitgleichen Datensatz des SOI verglichen. Innerhalb jeder Zeitreihe der untersuchten Klimaelemente wurde für jeden Monat der mittlere Wert dieses Monats vom betrachteten Wert des Einzelmonats subtrahiert, um einen Datensatz von Anomalien zu erhalten, der um saisonale Effekte bereinigt ist. Jede Zeitreihe für jedes Klimaelement wurde für jeden Gitterpunkt anschließend mit der Zeitreihe des SOI korreliert. Ein Zeitversatz zwischen SOI und Klimaelement (englisch: *lead* bzw. *lag*) von bis zu 12 Monaten wurde ebenfalls betrachtet, so dass jede oben genannte Korrelation tatsächlich 25 mal mit verschiedenem Zeitversatz zwischen -12 Monaten und +12 Monaten durchgeführt wurde.

5.2.3 Ergebnis der Spurensuche nach Auswirkungen der ENSO in Patagonien

Tab. 5.1 faßt die maximalen positiven und negativen Korrelationen aller betrachteten Zeitreihen zusammen. Erwartungsgemäß wurden die höchsten Korrelationen mit dem SLP im östlichen Pazifik bei 25°S ($r=+0,59$) und mit der Lufttemperatur ($r=-0,69$) an der Westküste Perus bei 12°S erhalten (vgl. Tab. 5.1). Korrelationen größer als 0,17 sind im 99%-Niveau signifikant entsprechend des t-Tests nach *Student* und bei einer Zeitreihe von 252 Monatswerten. Allerdings wurde bei dieser ersten Analyse auf die Berücksichtigung der Autokorrelationen der einzelnen Datenreihen verzichtet. Bei der weiteren Ausarbeitung (Kap. 5.3 ff.) wird diese aber mit einbezogen. Die Lufttemperatur zeigt im Bereich des südlichen Patagoniens keine signifikanten Korrelationen und wird deshalb im Folgenden nicht weiter betrachtet. Tab. 5.1 zeigt aber, dass vor der Westküste Patagoniens bei ungefähr 53°S maximal positive Korrelationen zwischen SOI und Windgeschwindigkeit und zwischen SOI und Niederschlag auftreten. Außerdem zeigt der SLP maximal negative Korrelation mit dem SOI bei 60°S und 100°W in der südwestlichen Ecke des untersuchten Raumes.

Hieraus ergibt sich die folgende Arbeitshypothese, die im weiteren (Kap. 5.3 ff.) näher beleuchtet wird:

Parameter	Positive Korrelationen			Negative Korrelationen		
	Kor. koeff.	Geogr. Position	<i>lead</i> (pos.) / <i>lag</i> (neg.)	Kor. koeff.	Geogr. Position	<i>lead</i> (pos.) / <i>lag</i> (neg.)
SLP	0.59	20°S 92.5°W	0	-0.38	60.0°S 92.5°W	2
Temperatur	0.37	47.5°S 90.0°W	-5	-0.64	10.0°S 80.0°W	2
Niederschlag	0.41	54.5°S 87.5°W	0	-0.38	10.5°S 80.5°W	2
Windgeschwindigkeit	0.45	52.5°S 90.0°W	0	-0.40	20.0°S 67.5°W	7

Tab. 5.1 Maximale positive und negative Korrelationen zwischen monatlichen Werten des SOI und den Zeitreihen verschiedener Klimaelemente von NCEP/NCAR-Daten in einem Daten-gitter zwischen 10°S und 60°S und zwischen 40°W und 100°W zwischen 1980 und 2000. Alle Korrelationen über 0,17 sind im 99%-Niveau signifikant, wobei allerdings die Autokorrelationen der einzelnen Datenreihen nicht berücksichtigt wurden.

Die Erniedrigung des Luftdruckes im Bereich der süd pazifischen Antizyklone und die Erhöhung des Druckes im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne führt im Ostpazifik zu einer Abnahme des meridionalen Druckgradienten vor der Westküste Patagoniens bei ca. 50°S bis 60°S während El Niño. Daraus resultiert erstens eine Verringerung der Windgeschwindigkeit in der Westwindzone und zweitens eine Verringerung des orographisch bedingten Niederschlages entlang des Andenorogens an der Westküste Patagoniens in der genannten Breitenlage.

5.3 ENSO und der Niederschlag an der Westseite der südlichsten Anden

5.3.1 Zusammenhang zwischen SOI, SLP und Windgeschwindigkeit in Jahresmittelwerten

Die weitere Analyse des Zusammenhangs von SLP und SOI im Bereich des Südostatlantiks wurde an Hand eines erweiterten Datensatzes von NCEP/NCAR-Daten vorgenommen: Der Untersuchungsraum wurde auf ein Gebiet vom Äquator bis 80°S und von 40°W bis 160°W erweitert, um die subpolare Tiefdruckrinne mit einbeziehen zu können. Die Zeitreihe wurde auf den Zeitraum 1970 bis 2001 verlängert, um statistisch sicherere Aussagen an Hand der längeren Zeitreihe machen zu können (vgl. Kap. 5.2.1). Die großräumige Darstellung in Abb. 5.1 sowie grundlegende Korrelationsanalysen konnten direkt auf der Webseite des NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder Colorado (<http://www.cdc.noaa.gov/>) mit den dort zur Verfügung stehenden Werkzeugen vorgenommen werden.

Das generelle Muster des Bodenluftdrucks im Mittel zwischen 1970 und 2001 ergibt sich aus Abb. 5.1. Hierbei stellt sich die mittlere Lage der Westwindzone als Band mit enggescharteten Isobaren zwischen 45°S und 65°S dar. Südlich davon befindet sich die subpolare Tiefdruckrinne und nördlich davon tritt die subtropisch-randtropische Antizyklone mit einem Kerndruck von im Mittel über 1016 hPa hervor. Um das generelle räumliche Muster der Korrelationen zwischen SOI und SLP zu beleuchten, wurden die Jahresmittelwerte von SOI und SLP im genannten Zeitraum von 32 Jahren in Abb. 5.2 dargestellt. Das Muster entspricht der Fig. 1 bei TRENBERTH UND CARON (2000). Für die Korrelationsanalyse wurde der langjährige Mittelwert an jedem Gitterpunkt von jedem Datenpunkt der Zeitreihe abgezogen, so dass ein Datensatz der 32-jährigen Luftdruckanomalien vorliegt.

Die Signifikanz der Korrelationen wurde mit dem sogenannten t-Test nach *Student* (KREYSZIG 1979) berechnet. Hierbei ergibt sich aus der Anzahl (n) der Elemente in der Zeitreihe und dem Korrelationskoeffizienten (r) der Wert (t) mit

$$t = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (5.1)$$

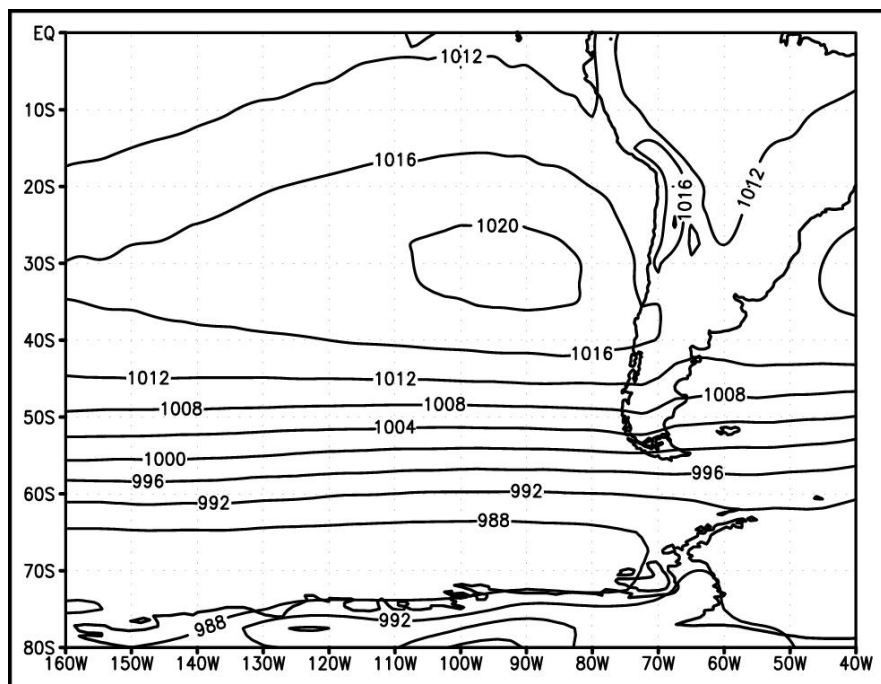


Abb. 5.1 Mittlerer Bodenluftdruck auf Meeresniveau aus NCEP/NCAR-Daten im Zeitraum 1970 bis 2001 über dem Südpazifik und dem südlichen Südamerika.

für den dann bei vorgegebener Stichprobenzahl (n), das durch die Student'sche t-Verteilung gegebene Signifikanzniveau aus einer Tafel (z.B. KREYSZIG 1979) entnommen werden kann. Da sowohl SOI als auch SLP eine zeitliche Autokorrelation in der Datenreihe aufweisen, ist eine Korrektur des Signifikanzniveaus aufgrund zeitlich paralleler Entwicklungen, die aber nicht aufgrund eines Zusammenhanges, sondern auf der jeweiligen Autokorrelation in beiden Zeitreihen beruhen, vorzunehmen (vgl. EBISUZAKI 1997). Hierfür werden die Autokorrelationskoeffizienten beider Zeitreihen ermittelt. Die Bestimmung des Autokorrelationskoeffizienten (r_a) erfolgt durch Korrelation jeder Datenreihe mit der um einen Zeitschritt verschobenen gleichen Zeitreihe. Für die Jahresmittelwerte des SOI ergibt sich

$$r_{a,SOI} = 0,31$$

und für die Zeitreihen des SLP an verschiedenen Gitterpunkten erhält man Werte zwischen

$$r_{a,SLP} = 0,004 \text{ und } r_{a,SLP} = 0,18 \text{ mit im Mittel } r_{a,SLP} = 0,09.$$

Durch die Autokorrelation verringert sich die Zahl der Freiheitsgrade der Korrelation - also die Anzahl der Elemente, die bei der Signifikanzberechnung zu Grunde gelegt wird, entsprechend SCHÖNWIESE (2000) zu

$$n_a = n \frac{1 - r_{a1} r_{a2}}{1 + r_{a1} r_{a2}}. \quad (5.2)$$

Die in Abb. 5.2 dargestellten Korrelationen sind entsprechend der nach Glg. 5.4 und Glg. 5.1 durchgeführten Signifikanzbetrachtung bei $n_a = 30$ oberhalb von $r = 0,30$ (0,36; 0,46) mit 90%iger (95%iger; 99%iger) Wahrscheinlichkeit als gesichert einzustufen. Abb. 5.1 und Abb. 5.2 verdeutlichen zwei wichtige Zusammenhänge zwischen SOI und SLP: Zum einen zeigt sich die starke Abschwächung der subtropischen Antizyklone bei 30°S/90°W im Zusammenhang mit El Niño. Zum anderen wird der gegensätzliche Effekt des Anstiegs des mittleren Luftdrucks im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne - kenntlich an den negativen Korrelationen mit dem SOI über der Bellingshausense bei 60°S/120°W - deutlich. Daraus

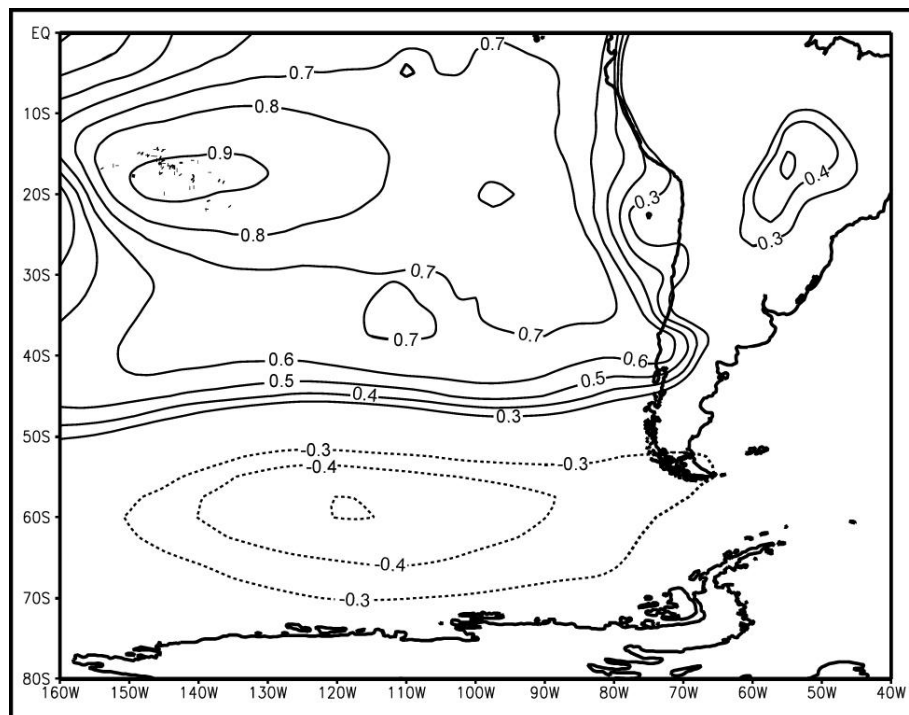


Abb. 5.2 Korrelation zwischen jährlichen Anomalien des Luftdrucks auf Meeresniveau und Jahresmittelwerten des SOI aus NCEP/NCAR-Daten im Zeitraum 1970 bis 2001 über dem Südpazifik und dem südlichen Südamerika. Korrelationen unter 0,3 wurden weggelassen.

folgt eine Abschwächung des meridionalen Druckgradienten über dem Pazifischen Ozean westlich von Patagonien während El Niño und eine Verstärkung desselben während La Niña. Um den Unterschied zwischen der Situation bei El Niño und La Niña zu verdeutlichen, wurden die Zeitreihen der Monatsmittelwerte des SLP von 1970 bis 2001 in die Monate mit El Niño-Verhältnissen ($\text{SOI} < -1,5$) und in die Monate mit La Niña-Verhältnissen ($\text{SOI} > 0,0$) zerlegt. Die Mittel beider Teilmengen wurden entlang eines meridionalen Profils bei 90°W zusammen mit dem gesamten Mittel des Gesamtdatensatzes (mittlerer SLP) aufgetragen (Abb. 5.3). Abb. 5.3a und die erste Ableitung - also der Druckgradient - der drei Reihen (Abb. 5.3b) zeigen eindeutig die Abschwächung (Verstärkung) des meridionalen Druckgradienten zwischen 45°S und 60°S während El Niño (La Niña). Zwar ist der Effekt im Mittel deutlich geringer als die Standardabweichung in der Monatszeitreihe (vgl. die gestrichelten Linien in Abb. 3a) aber als Abweichung vom langjährigen im Mittel doch eindeutig nachweisbar. Der t-Test ergibt, dass die Mittelwerte des SLP der Monate mit El Niño- (La Niña-) Verhältnissen und des gesamten Datensatzes aller Monate entlang 90°W zwischen 76°S (70°S) und 57°S und zwischen 51°S (49°S) und dem Äquator im 99%-Niveau signifikant verschieden sind.

Den gegensätzlichen Verlauf der Luftdruckanomalien bei $30^\circ\text{S}/90^\circ\text{W}$ und $60^\circ\text{S}/90^\circ\text{W}$ und den Verlauf des SOI zeigt Abb. 5.4. Die Korrelation wurde mit den 384 Monatsmittelwerten zwischen Januar 1970 und Dezember 2001 durchgeführt. Zur Bereinigung von saisonalen Effekten wurde jeweils der langjährige Mittelwert eines Monats vom betrachteten Datenpunkt subtrahiert, so dass wiederum ein Datensatz der Luftdruckanomalien im Bodenniveau vorlag. Die Autokorrelation der Monatsreihe des SOI liegt bei

$$r_{a,\text{SOI}} = 0,718.$$

Für die beiden betrachteten Punkte des Bodenluftdrucks ergeben sich

$$r_{a,\text{SLP}(30)} = 0,234 \text{ und } r_{a,\text{SLP}(60)} = 0,263.$$

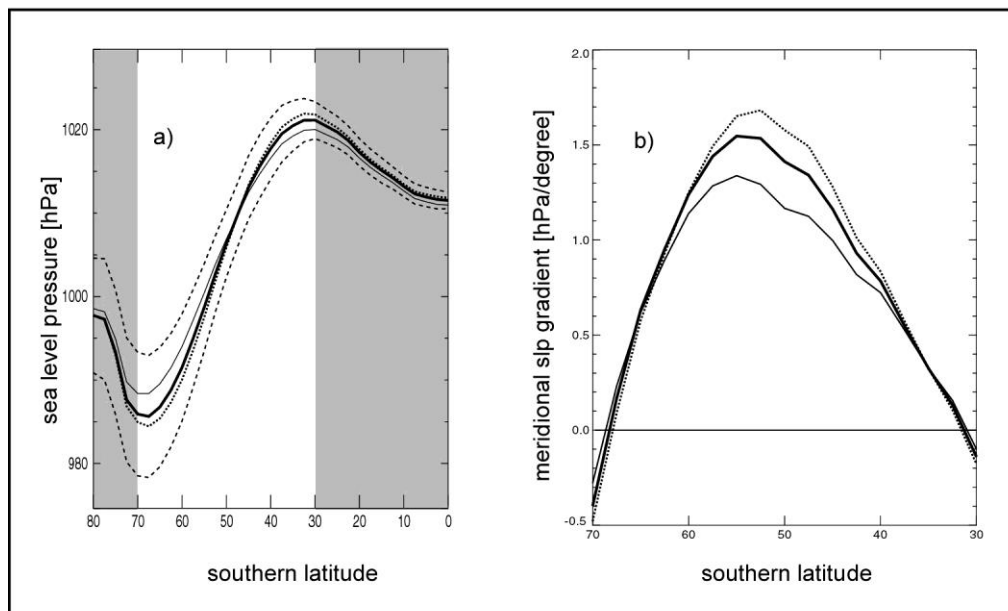


Abb. 5.3 (a) Mittlerer Bodenluftdruck auf Meeresniveau und (b) erste Ableitung (meridionaler Luftdruckgradient) für den weißen Bereich aus (a) entlang eines Profils bei 90°W aus Monatsmittelwerten von NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Zeitraum 1970 bis 2001. Durchgezogene, fette Linie: Mittel; durchgezogene, dünne Linie: El Niño, gepunktete Linie: La Niña, gestrichelte Linien: Abstand einer Standardabweichung der Monatsmittelwerte.

Hieraus ergeben sich für die Zahl der Freiheitsgrade nach 5.4 Werte von

$$n_{a,30} = 262 \text{ bzw. } n_{a,60} = 273.$$

Unter Verwendung von Glg. 5.1 ergibt sich, dass die in Abb. 5.4 gezeigten Zeitreihen mit dem SOI bei einer Signifikanz, die höher ist als 99%, korrelieren. Die Korrelationskoeffizienten zwischen SOI und SLP-Anomalien nach Pearson (Spearman) ergeben sich hierbei zu

$$r_{30} = 0,42 (0,45) \text{ bzw. } r_{60} = -0,28 (-0,31).$$

Die Schwankungsbreite der Werte der Druckanomalien bei 60°S ist mehr als doppelt so hoch wie die der entsprechenden Werte bei 30°S (vgl. Abb. 5.4).

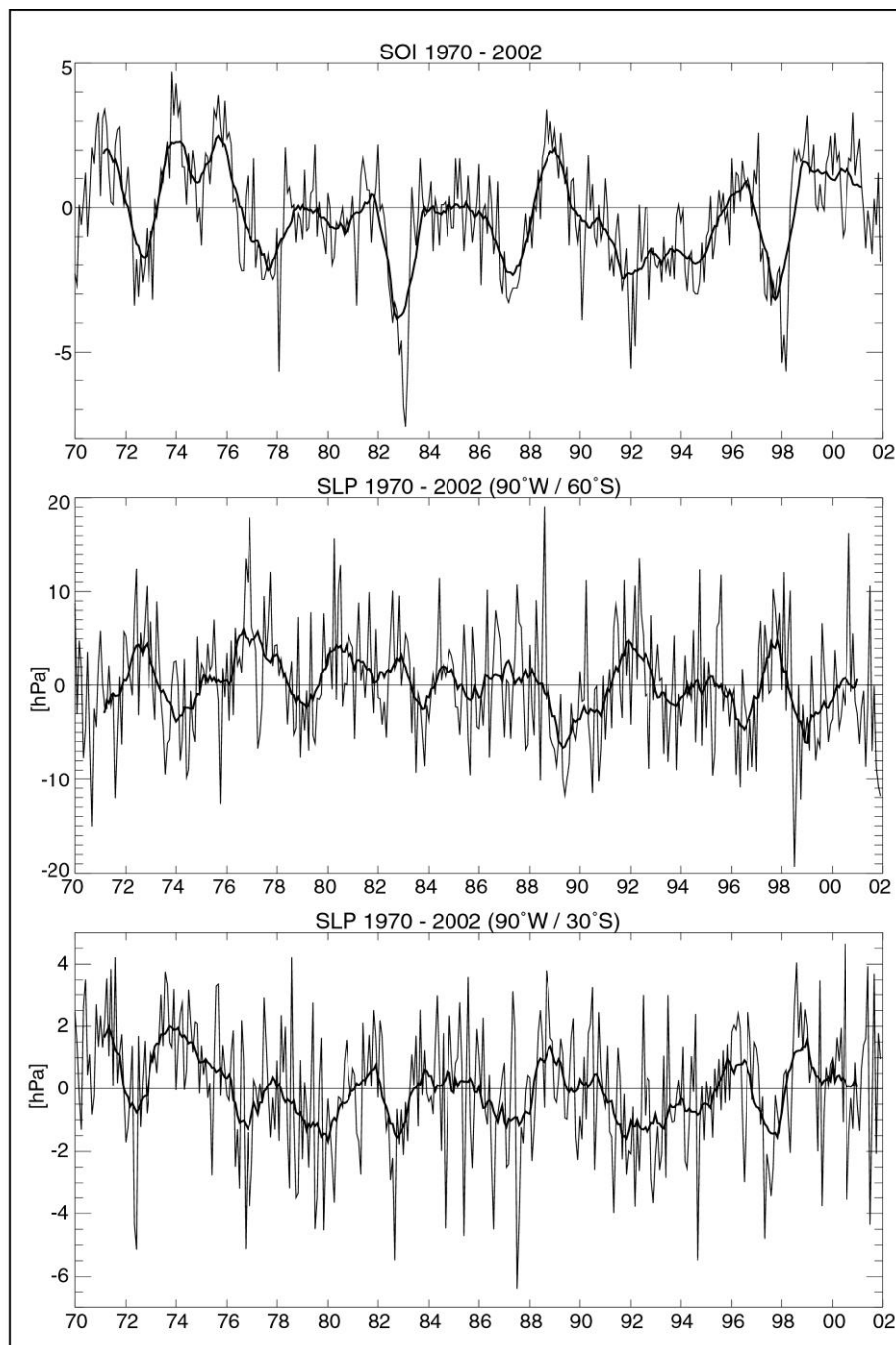


Abb. 5.4 SOI und mittlerer Bodenluftdruck auf Meeresniveau bei 30°S/90°W und bei 60°S/90°W 1970 bis 2001 aus NCEP/NCAR-Daten. Die dicke Linie entspricht der Glättung mit einem gleitenden Mittelwertsfilter mit 12 Datenpunkten Breite. Weitere Erläuterungen im Text.

Das anhand der Abb. 5.1 bis Abb. 5.4 illustrierte Muster steht in Übereinstimmung mit früheren Ergebnissen: Nach RENWICK (1998) treten Blockierungen der Westwinddrift im Südostpazifik während El Niño im September und im Februar doppelt so häufig auf wie im Normalfall oder während La Niña.

Telekonnektionen zwischen Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (MOT) im zentralen tropischen Pazifik, die mit der ENSO im Zusammenhang stehen und einem zirkumpolaren Druckmuster der Wellenzahl 3, welches zu erhöhtem Luftdruck über der Bellingshausensee bei 60°S führt, wurden von GARREAU UND BATTISTI (1999) beschrieben. RENWICK UND REVELL (1999) zeigen, dass unnormal hohe langwellige Ausstrahlung im tropischen Pazifik während El Niño (erhöhte MOT) durch lineare Ausbreitung von Rossbywellen mit häufigerem Auftreten von blockierenden Drucksituationen im Südostpazifik gekoppelt sind.

MO UND PAEGLE (2001) analysieren die atmosphärische Variabilität der Südhemisphäre anhand verschiedener Datenquellen. Sie beschreiben zwei verschiedene Modi, die sie *Pacific-South America Modes* (PSA) nennen. PSA1 ist demnach besonders im Hinblick auf MOT und Niederschlag mit dem interannuellen ENSO-Signal gekoppelt. PSA1 ist außerdem mit einem atmosphärischen Wellenzug vom tropischen Pazifik bis nach Argentinien verknüpft (Mo 2000). Die Korrelation zwischen den Anomalien der PSA 1 und der ENSO zeigen einen starken Zusammenhang bei 60°S / 120°W in Übereinstimmung mit Abb. 5.2. KIDSON (1999) zeigt darüber hinaus, dass die erste Hauptkomponente des Strömungsfeldes im 300 hPa-Niveau bei einer Hauptkomponentenanalyse eines NCEP/NCAR-Datensatzes über 40 Jahre im Bereich interdekadischer Schwankungen stark mit dem SOI korreliert. Seine Daten weisen auf eine Abschwächung der zonalen Windgeschwindigkeit über dem Pazifik vor der Küste Südamerikas bei 55°S hin. Dies wiederum steht in Übereinstimmung mit den hier ausgeführten Korrelationen zwischen Bodenluftdruckfeld und SOI. Auch bei KAROLY (1989, dort Fig. 4a und Fig. 5 a und c) und HARANGOZO (2000) tritt das hier beschriebene Muster der Kopplung von ENSO und SLP im Südostpazifik zutage.

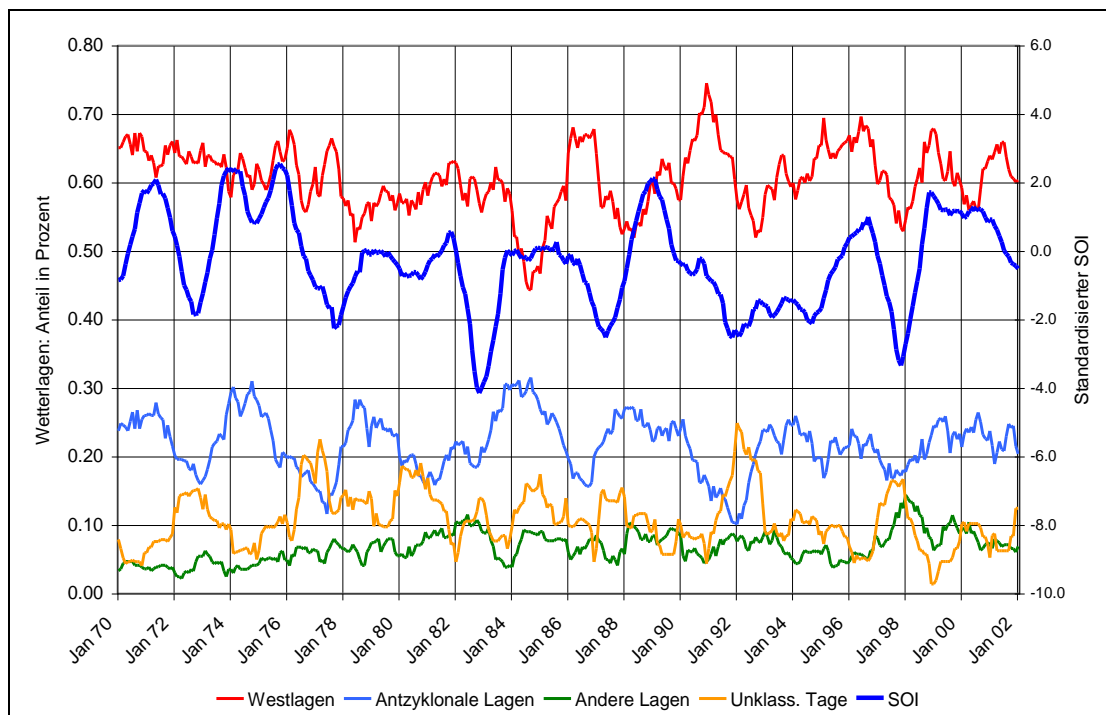


Abb. 5.5 SOI und Wetterlagen (siehe Kap. 3) gruppiert nach Westlagen, Antizyklonallagen, Sonstige und unklassifizierte Tage im zeitlichen Verlauf 1970 bis 2000. Zur Erhöhung der Übersichtlichkeit wurden alle Daten mit einem gleitenden Mittelwertsfilter mit 12 Datenpunkten Breite geglättet.

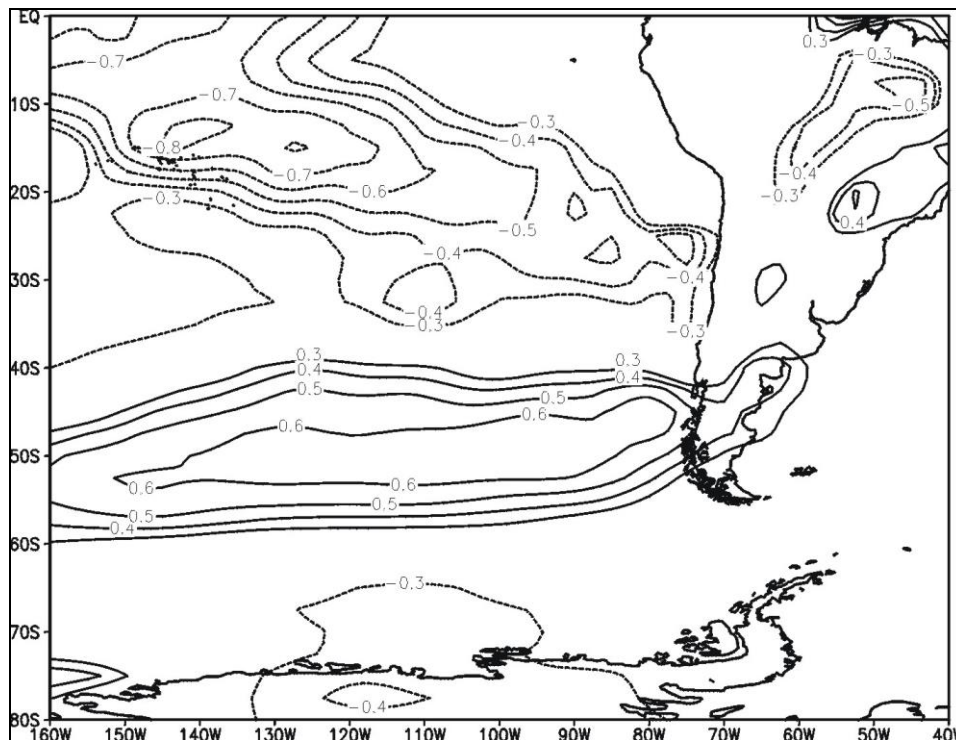


Abb. 5.6 Korrelation der Jahresmittelwerte der Zonalwindgeschwindigkeit aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und SOI über dem Südpazifik zwischen 1970 und 2001. Korrelationen unter 0,3 wurden weggelassen.

Aus der globalen Korrelationsanalyse bei TRENBERTH UND CARON (2000) geht hervor, dass die gegensätzliche Korrelation zwischen Südostpazifikhoch und Tief über der Bellingshausensee zu allen vier Jahreszeiten ausgeprägt ist. Am stärksten tritt sie im Südfrühling (September, Oktober, November) und etwas weniger hervorstechend im Südwinter (Juni, Juli, August) auf. Für die Meeresbecken von Bellingshausensee, Amundsensee und Rosssee bestätigen KWOK UND COMISO (2002) die negative Korrelation zwischen SLP und SOI und belegen, dass dies zu erhöhter Luft- und Meeresoberflächentemperatur und geringerer Meereisausdehnung bei EL Niño führt.

5.3.2 Zonale Windgeschwindigkeit und Niederschlag

Die Verstärkung der subtropischen, südpazifischen Antizyklone während La Niña verringert den Niederschlag an der pazifischen Küste der subtropischen Mittelbreiten Chiles (ACEITUNO 1988). Umgekehrt liegt die Niederschlagsmenge in El Niño-Jahren über dem Durchschnitt in dieser Region (CERVENY 1998, RASMUSSEN UND CARPENTER 1982). Allerdings ist dieser Effekt auf die Küstenregion entlang der Westseite der Anden nördlich von 45°S beschränkt. WAYLEN ET AL. (2000) gehen davon aus, dass der atmosphärische Teil der ENSO dafür sorgt, dass der polwärtige Transport von Energie während El Niño erhöht ist. Ihre Analyse ergibt eine signifikante Korrelation zwischen der ENSO und dem Abfluss in argentinischen Flüssen zwischen 30°S und 40°S. GRIMM ET AL. (1998) beschreiben diese Anomalie der atmosphärischen Zirkulation als ein dipolähnliches Muster von Hoch- und Tiefdruckanomalien über dem östlichen Pazifik und dem westlichen Atlantik. Dieses Muster führt zu einer zyklonalen Krümmung gerade westlich des südlichen Südamerikas während El Niño, wodurch Niederschlag gegen die südamerikanische Westküste in der Breitenlage zwischen 30°S und 40°S geführt wird. Ein ähnliches Muster, welches allerdings dort nicht explizit mit der ENSO in Zusammenhang gebracht wird, beschreiben auch MINETTI UND SIERRA (1989).

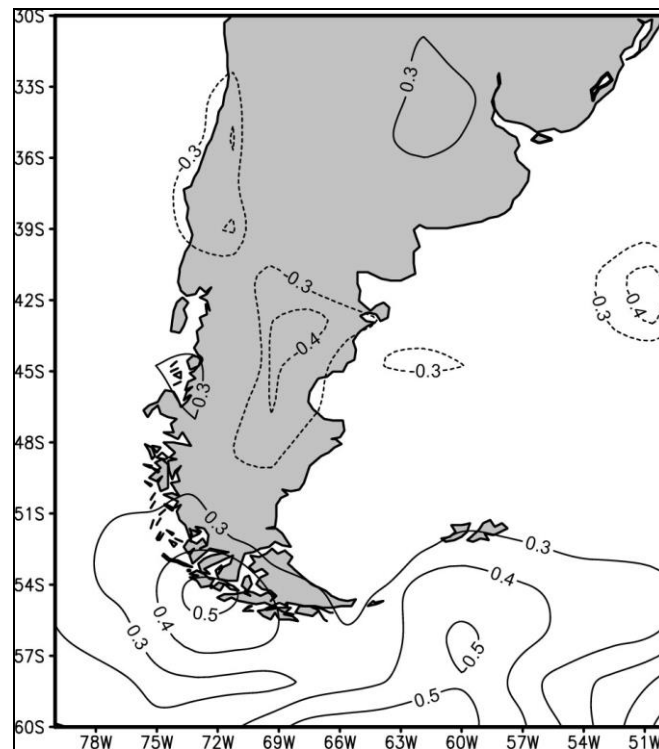


Abb. 5.7 Korrelation der Jahresmittelwerte der Niederschlagsanomalie über dem südlichen Südamerika aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten mit dem SOI zwischen 1970 und 2001. Korrelationen schlechter als 0,3 wurden weggelassen.

Der Niederschlag in der Küstenregion südlich von 45°S in Chile wird von einer geringen nördlichen Verlagerung der Zugbahnen der Zyklonen während negativem SOI (El Niño) nicht so stark beeinflusst, da diese Region sich ganzjährig im Gürtel der Zugbahnen der außertropischen Zyklonen befindet. Diese Gebiete werden weit mehr von der Stärke der vorherrschenden Westwinde beeinflusst. VILLALBA ET AL. (2003a) zeigen, dass der *Zonal-South-America-Antarctic-Peninsula Index* (ZSAAP), der aus dem Luftdruck im Meeresniveau der Stationen Port Stanley (Falkland Islands / Islas Malvinas) und Islas Orcadas als ein Maß für die Stärke der Westwindzone berechnet wird, positiv mit dem Niederschlag an der Westküste Südpatagoniens korreliert ist. Demnach zeigt der ZSAAP eine Periode von 4 bis 5 Jahren. VILLALBA ET AL. (2003a) bringen dies in Verbindung zu der von WHITE UND PETERSEN (1996) aufgezeigten *Antarctic Circumpolar Wave* (ACW).

Die Daten der AWS Gran Campo NPB (siehe Kap. 4) untermauern den Zusammenhang zwischen der Stärke des Westwindes und dem Niederschlagsgeschehen: Die Korrelation zwischen Windgeschwindigkeit aus westlicher Richtung und Niederschlagsmenge auf täglicher Basis liegt bei $r = 0,5$ und ist selbst unter Berücksichtigung der Autokorrelation in der Datenreihe oberhalb des 99%-Niveaus signifikant. Dies bedeutet auch, dass allein 25% der beobachtbaren Variabilität des Niederschlages ursächlich mit der Windgeschwindigkeit verknüpft sind.

Auf der Basis der täglichen Wetterlagenklassifikation (Kap. 3) wurden antizyklonale Lagen (Hochdruckbrücke, Hochdruckkeil und Lage mit schwachem Druckgradient) einerseits und Lagen mit westlicher Anströmung (Westlage, Südwestlage, Nordwestlage und Tiefdrucktrog) andererseits für den Zeitraum 1970 bis 2002 zusammengefasst. Die Westlagen nehmen dabei einen Anteil von 60% aller Tage ein (Abb. 5.5). Die Zahl der Tage pro Monat, die jeweils den beiden Kategorien zugeordnet wurden, wurde mit dem SOI nach *Pearson* und nach *Spearman* korreliert. Alle Korrelationen - auch unter Einbezug der Korrelationen mit Zeitversatz zwischen SOI und Wetterlagenhäufigkeiten - sind geringer als $r = 0,14$ und nicht signifikant. Daraus ergibt sich, dass es keinen starken Zusammenhang zwischen der

Häufigkeit des Auftretens der Wetterlagen an sich und dem SOI ergibt. Eine etwaige Abhängigkeit zwischen SOI und Niederschlag ist also wohl eher auf Schwankungen der Stärke des Westwindes als auf die Häufigkeit entsprechender Wetterlagen zurückzuführen. Allerdings ist im zeitlichen Verlauf des Auftretens der antizyklonalen Wetterlagen (Abb. 5.5) entsprechend der mittleren ENSO-Periode eine Periode von 4 bis 5 Jahren zu erkennen, was prinzipiell in Übereinstimmung mit den in Kap. 5.3.1 diskutierten Ergebnissen von RENWICK (1998), RENWICK UND REVELL (1999), und TRENBERTH UND CARON (2000) ist.

Der mittlere Niederschlag an allen Tagen mit Westanströmung laut Wetterlagenklassifikation im Zeitraum 1999 bis 2002 ergibt eine Niederschlagsrate an der AWS Gran Campo NPB von 24.1 mm/Tag. Bei allen anderen Wetterlagen fällt im Mittel ein Niederschlag von nur 5.6 mm/Tag. Das Mittel über alle Tage liegt bei 17.4 mm/Tag. Dies verdeutlicht ebenfalls, dass der Niederschlag stark von der westlichen Anströmung abhängt.

Auch NCEP/NCAR-Reanalysedaten untermauern den Zusammenhang zwischen Westanströmung und Niederschlag an der Südwestküste Patagoniens. Die Korrelation der Monatsmittel von Windgeschwindigkeit und Niederschlagssumme gemittelt über vier Gitterpunkte zwischen 52.5°S und 55°S und zwischen 75°W und 72.5°W im Zeitraum 1970 bis 2001 ergibt $r = 0.66$ (nach *Pearson*) bzw. $r = 0.65$ (nach *Spearman*). Dies ist unter Berücksichtigung der Autokorrelationen der beiden Datenreihen über dem 99%-Niveau signifikant. Die Autokorrelation erniedrigt die Zahl der Freiheitsgrade beim Signifikanztest (vgl. Glg. 5.1 und Glg. 5.2) von 384 auf 336.

Die beobachtbare Abschwächung des meridionalen Luftdruckgradienten vor der Westküste Südpatagoniens muss einen Einfluss auf die Windgeschwindigkeit in zonaler Richtung haben. Abb. 5.6 belegt dies durch die hohen Werte des Korrelationskoeffizienten bei der Korrelation zwischen Jahresmittelwerten des SOI und den Anomalien der Zonalwindgeschwindigkeit zwischen 1970 und 2001. Die Abschwächung des Druckgradienten während El Niño führt demnach in einem Band zwischen 45°S und 60°S zu einer Verringerung des Westwindes.

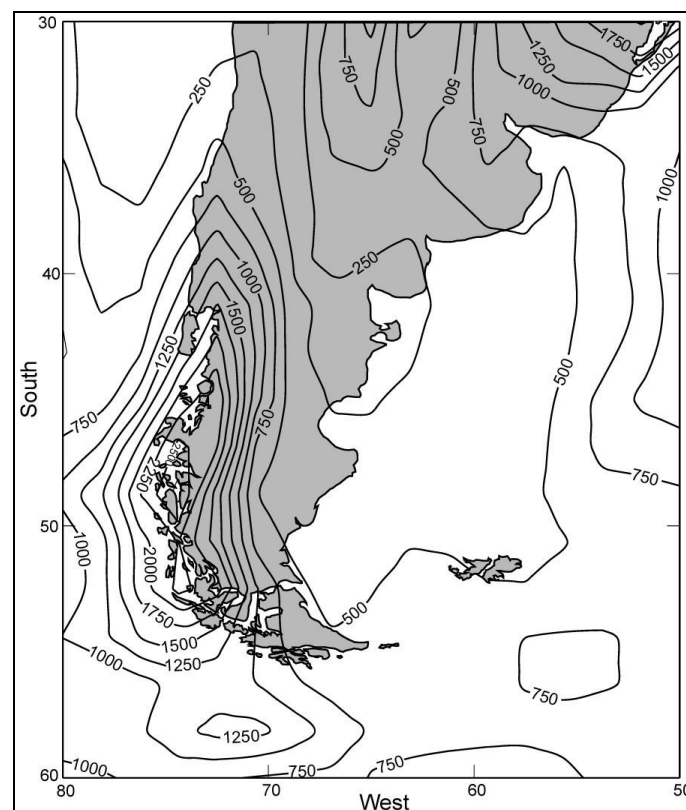


Abb. 5.8 Mittlerer Jahresniederschlag nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten über Patagonien und Feuerland im Zeitraum 1970 bis 2000.

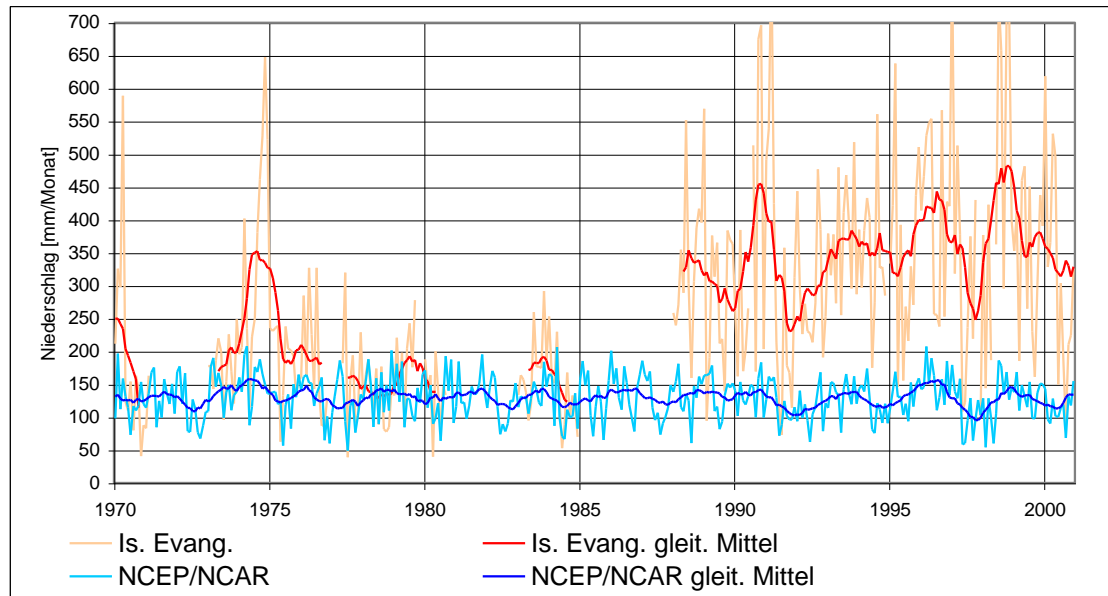


Abb. 5.9 Vergleich des Niederschlags an der Station Faro Evangelistas und in der Region 52,5°S bis 55°S und 75°W bis 72,5°W nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten 1970 - 2000, gleitende Mittel über 12 Monate.

Diese hohe Korrelation zwischen SOI und zonaler Windgeschwindigkeit im Bereich der Westwindzone bei ungefähr 50°S reicht von 150°W bis an die patagonische Küste. Da ein großer Teil des Niederschlags an der Westküste Patagoniens in dieser Breitenlage (siehe oben) aufgrund der Anhebung der Luftmassen beim Überströmen der Anden von Westen her beruht, sollte die an El Niño gekoppelte Abschwächung der zonalen Windgeschwindigkeit auch einen Einfluss auf den Niederschlag an der Westküste Südpatagoniens haben. Tatsächlich zeigt sich in Abb. 5.7 eine entsprechende positive Korrelation zwischen SOI und Niederschlag gerade südwestlich der Küste bei 55°S.

Die Korrelationen in Abb. 5.6 und Abb. 5.7 beruhen auf Jahresmittelwerten des Zeitraumes 1970 bis 2001, so dass jede Zeitreihe 32 Datenpunkte umfasst. Korrelationen, höher als 0,31 (0,37, 0,47), sind unter Berücksichtigung der Autokorrelation nach Glg. 5.2 im 90%-(95%-, 99%-)Niveau signifikant. Die Autokorrelation verringert die Anzahl der Freiheitsgrade der Korrelation von $n = 32$ auf $n = 28$. Die Differenz zwischen den Korrelationskoeffizienten nach *Pearson* und nach *Spearman* ist geringer als 0,04 so dass Normalverteilung der Datenreihen angenommen werden kann.

Der Großteil des Niederschlags östlich der Anden, wie z. B. in Punta Arenas, entstammt, aufgrund des ausgeprägten Föhneffekts östlich des Gebirges (vgl. Kap. 4) nicht westlicher Anströmung. So ist es nicht verwunderlich, dass die Korrelation zwischen SOI und Niederschlag, sofern sie auf der Abschwächung des Westwindes während El Niño beruht, östlich des Gebirges rasch zu nicht signifikanten Werten abnimmt (vgl. Abb. 5.7).

Abb. 5.8 zeigt den Jahresniederschlag über dem südlichsten Südamerika aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Zeitraum 1970 bis 2001. NCEP/NCAR-Reanalysedaten unterschätzen dabei den Niederschlag entlang der Westseite der Anden und an der Westküste zwischen 48°S und 54°S vermutlich aufgrund der mangelnden Repräsentation des schmalen Gebirgskörpers bei einer Gitterauflösung des Modells von nur 2,5° (vgl. Kap. 4). In Abb. 5.9 sind die Niederschlagsreihen von WS Faro Evangelistas und aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten für den Raum 52,5°S bis 55°S und 75°W bis 72,5°W im Zeitfenster 1970 bis 2001 dargestellt. Der gemessene Niederschlag an der Wetterstation Faro Evangelistas ist zwei- bis dreimal so hoch wie der durch NCEP/NCAR modellierte Niederschlag. Die Korrelation zwischen beiden Datenreihen liegt mit $r = 0,46$ zwar nicht so hoch wie bei anderen Parametern aus

NCEP/NCAR (vgl. Kap. 3), eine grundsätzliche Übereinstimmung kann aber festgestellt werden. Deshalb ist davon auszugehen, dass die zeitliche und räumliche Variabilität im Modell befriedigend abgebildet wird.

Um den Unterschied im Niederschlagsgeschehen zwischen El Niño und La Niña darzustellen, wurden Teildatensätze des Niederschlags für Monate mit positivem SOI ($\text{SOI} > 0.0$, La Niña) und für Monate mit stark negativem SOI ($\text{SOI} < -1.5$, El Niño) im Zeitraum 1970 bis 2001 gebildet. Der mittlere Unterschied zwischen den beiden Teildatensätzen ist in Abb. 5.10 sowohl für den Zeitabschnitt 1970 bis 2001 als auch für den kürzen Zeitraum von 1980 bis 2001 dargestellt. Die Abweichung zwischen den Mittelwerten der Teildatensätze (a) und dem Mittelwert des gesamten Datensatz (μ) wurde mit Hilfe des t-Tests entsprechend SCHÖNWIESE (2000)

$$t = \frac{|a - \mu| \sqrt{n}}{s} \quad (5.3)$$

mit der Zahl der Freiheitsgrade (n) und der Standardabweichung (s) der Stichprobe auf Signifikanz getestet. Als signifikant im 95%-Niveau können dabei beim Zeitraum 1980 -2000 Abweichungen größer 71 mm für positiven SOI bei $n = 102$ und Abweichungen größer 84 mm für negativen SOI bei $n = 74$ betrachtet werden. Für die Darstellung der Differenz zwischen positivem und ausgeprägt negativem SOI in Abb. 5.10 können entsprechend Differenzen von mehr als 150 mm als signifikant oberhalb des 95%-Niveaus angesehen werden. An der Westküste bei ungefähr 53°S liegt der Niederschlag während EL Niño (negativer SOI) um mehr als 250 mm niedriger als bei La Niña (positiver SOI). Dies entspricht einem Unterschied zwischen 10% und 15% des Niederschlags nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten. Für den längeren Zeitraum 1970 bis 2000 steigt die Signifikanzgrenze bei gleicher Art der Berechnung auf Differenzen größer 130 mm Niederschlag umgerechnet auf die Jahressumme.

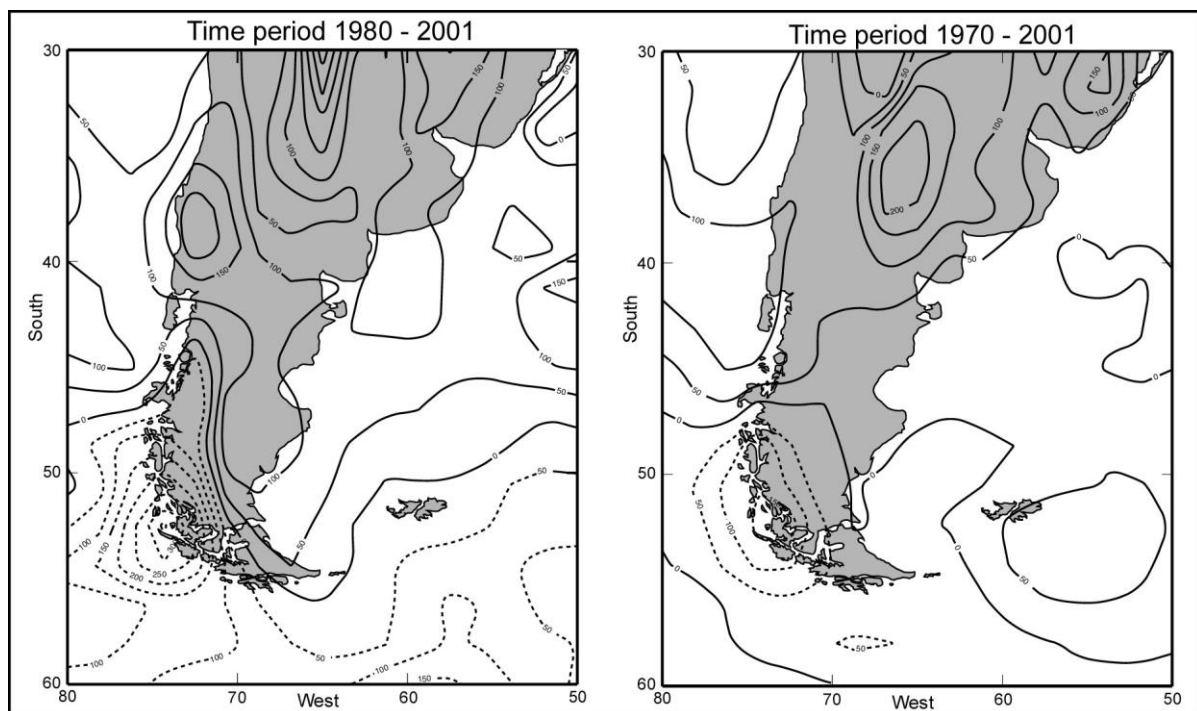


Abb. 5.10 Mittlerer Unterschied im Jahresniederschlag aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten bei Unterscheidung zwischen Monaten mit positivem SOI ($\text{SOI} > +0.0$, La Niña) und Monaten mit stark negativem SOI ($\text{SOI} < -1.5$, El Niño) im Zeitraum 1980 (links) bzw. 1970 (rechts) bis 2001. Gepunktete Linien bedeuten, dass im Mittel der Niederschlag bei La Niña-Monaten höher ist als bei El-Niño-Monaten.

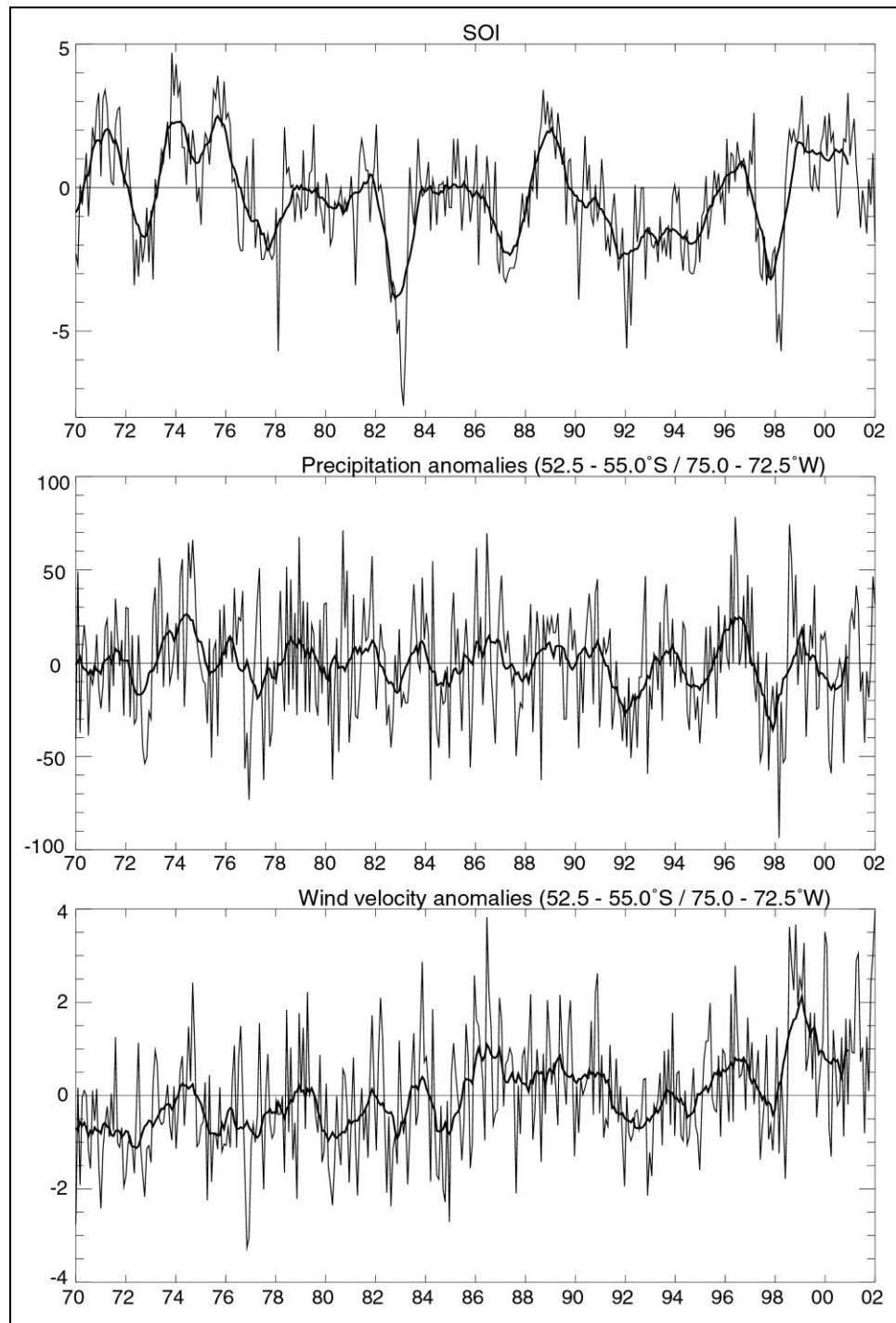


Abb. 5.11 Zeitreihe der Monatswerte von SOI und Anomalien von Windgeschwindigkeit (m/s) und Niederschlag (mm) aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Fenster 52,5°S bis 55°S und 75°W bis 72,5°W. Die dicke Linie stellt jeweils die Datenreihe nach Glättung mit einem gleitenden Mittelwertfilter von 12 Datenpunkten Breite dar.

Den Wechsel von Niederschlagszunahme bei El Niño nördlich von ca. 40°S zu Niederschlagsabnahme bei El Niño südlich von ca. 45°S kann man auch in der globalen Korrelationsanalyse zwischen SOI und Niederschlag bei TRENBERTH UND CARON (2000) erkennen.

In allen Jahreszeiten verläuft diese Grenze nordwest-südöstlich durch Patagonien ungefähr in der Breitenlage 40°S. Allerdings fällt nur im Südfrühling (Sept., Okt., Nov.) der südlichste

Teil Südamerikas gerade noch in einen Bereich signifikanter Niederschlagsabnahme bei El Niño (vgl. Fig. 7 bei TRENBERTH UND CARON 2000).

Die Zeitreihen von Windgeschwindigkeits- und Niederschlagsanomalien von Monatsmitteln aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1970 bis 2000 sind im Vergleich mit dem SOI in Abb. 5.11 dargestellt. Die Korrelation zwischen SOI und den Anomalien des Niederschlags beträgt $r = 0,28$ ($r = 0,32$) für den Zeitraum 1970 bis 2001 (1980 bis 2001). Für die Anomalien der Windgeschwindigkeit ergeben sich entsprechend Werte von $r = 0,17$ ($r = 0,33$). Die Korrelationen nach *Pearson* und nach *Spearman* liefern bis auf geringe Abweichungen von unter 0,02 gleich gute Korrelationen. Auch unter Berücksichtigung der Autokorrelation in den Reihen nach Glg. 5.2 sind alle genannten Korrelationen nach Glg. 5.1 im 99%-Niveau signifikant.

Der aus Monatsmitteln und Jahresmitteln des Bodenluftdrucks abgeleitete Zusammenhang zwischen der ENSO und der atmosphärischen Zirkulation vor der Südwestküste Patagoniens paust sich also auch auf Windgeschwindigkeit und Niederschlag in diesem Raum durch. Die Korrelationen der beiden Datenreihen mit dem SOI sind aber nicht durchgängig gleich hoch. Dies wird in Kap. 5.3.4 vertieft.

In Abb. 5.11 zeigt sich ein deutlicher Trend zu höheren Windgeschwindigkeiten von ca. 3 m/s im Zeitraum 1970 bis 2000 in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten. Möglicherweise steht dies im Zusammenhang mit einem Trend zu höheren Indexwerten des Southern Hemisphere Annular Mode (SAM) dem südhemisphärischen Gegenstück zur Nordatlantischen Oszillation (NAO) (THOMPSON UND SOLOMON 2002). Der SAM ist als Differenz des zonalen standardisierten Luftdrucks zwischen 40°S und 65°S definiert (GONG UND WANG 1999). Er zeigt eine charakteristische Periode von 20 bis 30 Jahren (GONG UND WANG 1999). Demnach sind höhere Werte des SAM mit einer Verstärkung der zirkumpolaren Westwinddrift bei ca. 60°S verbunden, was wiederum zu höheren Windgeschwindigkeiten führt (siehe auch Fig. 3 bei THOMPSON UND SOLOMON 2002). Auch CHEN UND YEN (1997) belegen eine Intensivierung des Druckgradienten zwischen subtropischem Hochdruckgürtel und polarer Tiefdruckrinne im Zeitraum 1972 bis 1992. Dabei zeigt sich auch die Intensivierung der planetaren Wellenstruktur mit der Wellenzahl 3 mit einem der Zentren über der westlichen Bellingshausensee. Eine Intensivierung der westlichen Windgeschwindigkeit westlich vor Südamerika ist demnach wahrscheinlich. Es könnte sich aber entsprechend der Ausführungen in Kap. 5.1.2 auch um einen Artefakt in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten handeln (HINES 2000).

Erstaunlicherweise führt der Trend zu höheren Windgeschwindigkeiten in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten aber offensichtlich nicht zu einem positiven Trend der Niederschlagsrate im selben Zeitraum. Dabei gilt es zu bedenken, dass der für kurzfristige Schwankungen anzunehmende Zusammenhang zwischen der Intensität des Zonalwindes und dem Niederschlag an der Westküste nicht notwendig auch bei einem langfristigen Trend auftreten muss, da mit der Veränderung der großräumigen Zirkulation im Rahmen des Trends (s. o.) auch das Feuchteangebot einem - möglicherweise konträren - Trend unterliegt.

5.3.3 Saisonale Effekte der Kopplung von ENSO und Niederschlag

Um die saisonale Differenzierung der Kopplung von Niederschlag im Südwesten Patagoniens und der ENSO näher zu beleuchten, wurde ein Datensatz mit Monatsmittelwerten des meridionalen Luftdruckgradienten auf Meeresniveau betrachtet. Hierfür wurde die erste Ableitung in meridionale Richtung des NCEP/NCAR-Reanalysefeldes der Monatsmittelwerte des SLP berechnet und mit dem SOI korreliert. Die höchsten positiven Korrelationen finden sich westlich von Patagonien über dem Südpazifik bei ca. 50°S (Abb. 5.12).

Der meridionale Luftdruckgradient als die treibende Kraft der zonalen Windgeschwindigkeit wird als die Messgröße angesehen, die einerseits direkt den Einfluß der ENSO auf den Raum widerspiegelt und andererseits die größtmögliche Übereinstimmung zwischen NCEP/NCAR-Reanalysedaten und den tatsächlichen Verhältnissen aufweist (vgl. Kap. 3). An Hand dieses Datensatzes wurde die saisonale Variabilität der Kopplung und der Einfluss von Zeitverzögerung zwischen den beiden Reihen (*lead / lag*) untersucht. Hierfür wurde eine Zeitreihe aus dem Mittel der Werte an den 8 Gitterpunkten zwischen 45°S und 50°S und zwischen 90°W und bis 80°W gebildet (vgl. Abb. 5.12). Durch Subtraktion des langjährigen Monatsmittels wurden Anomalien des meridionalen Druckgradienten errechnet. Dieser Datensatz wurde in 12 einzelne Datensätze für die Einzelmonate aufgeteilt. Für alle 12 Monatsdatensätze wurde die Korrelation mit dem entsprechenden Datensatz des SOI durchgeführt, wobei der Zeitversatz zwischen SOI und Variable von -12 Monaten bis zu +12 Monaten variiert wurde. Für jede Korrelation wurde unter Berücksichtigung der Autokorrelation in den beiden an der Korrelation beteiligten Datenreihen die Signifikanz im

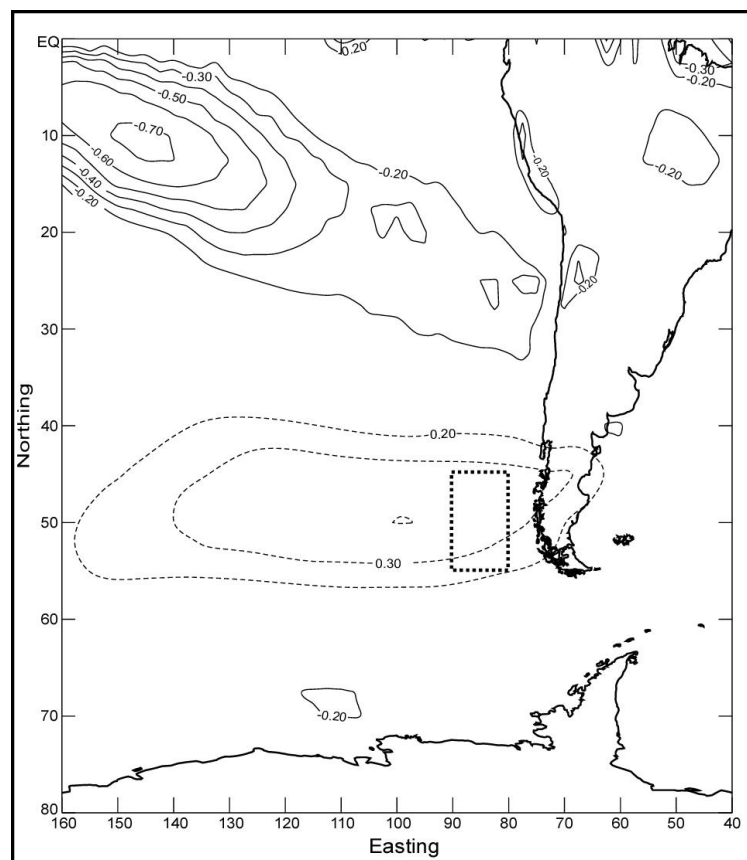


Abb. 5.12 Korrelation zwischen monatlichen Anomalien des meridionalen Druckgradienten aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem SOI über dem südlichen Südamerika und dem Südostpazifik im Zeitraum 1970 bis 2000. Korrelationen unter 0,2 wurden weggelassen. Das Rechteck mit gepunkteter Begrenzung markiert die Region deren Gitterpunkte für die weiteren Betrachtungen in den Kap. 5.3.3 und 5.3.4 benutzt wurden.

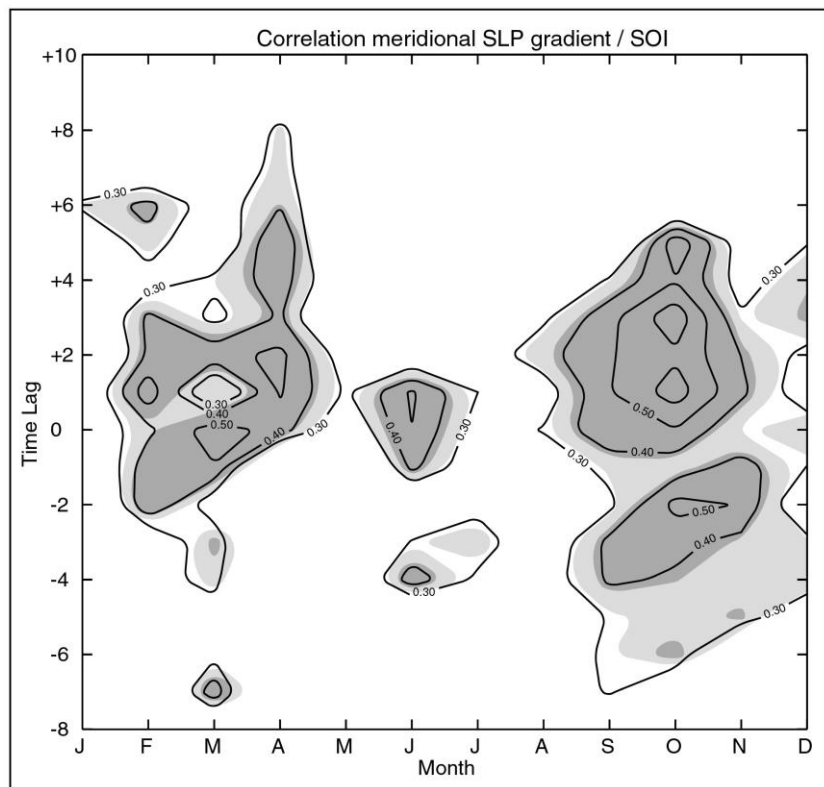


Abb. 5.13 Korrelationen zwischen Anomalien des monatlichen meridionalen Druckgradienten aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem SOI für einen Zeitversatz bis zu +/-12 Monaten und für alle 12 einzelnen Monatsreihen in der Region von 45°S bis 55°S und von 80°W bis 100°W im Zeitraum 1970 bis 2000. Korrelationen unter 0,3 wurden vernachlässigt. Die hellgrau (dunkelgrau) schattierten Flächen sind Bereiche, wo die Korrelationen im 90%-(95%-)Niveau signifikant sind. Positiver Zeitversatz bedeutet, dass der SOI dem meridionalen Druckgradienten vorausgeht.

90%- bzw. 95%-Niveau mit Hilfe des t-Test nach *Student* geprüft. Der Vergleich zwischen der Korrelation nach *Pearson* und der Rangkorrelation nach *Spearman* erbrachte keine nennenswerten Differenzen, so dass der Effekt von Ausreißern auf die Korrelationen gering ist. Außerdem wurde für fast alle der korrelierten Datenreihen Normalverteilung festgestellt.

In Abb. 5.13 ist das Ergebnis der Korrelationsanalyse auf Monatsbasis zusammengefasst. Der Jahresgang der Korrelationen ist auf der x-Achse aufgetragen und der Zeitversatz bildet die y-Achse. Die Signifikanz der Korrelation ist durch die hellgrauen (90%-Niveau) und dunkelgrauen (95%-Niveau) Flächen markiert. Zwei wichtige Jahreszeiten mit hoher Korrelation sind erkennbar. Zum einen handelt es sich um den Südfrühling (September bis November), also um die Zeit in der sich El Niño entwickelt und zum anderen um den Spätsommer und Südherbst (Februar bis April).

Im Frühjahr werden die höchsten Korrelationen mit dem Signal des SOI bei einem Zeitversatz von +1 bis +3 Monate erreicht. Das bedeutet, dass der meridionale Druckgradient mit dem SOI-Signal von vor ein bis drei Monaten korreliert, der SOI geht dem Luftdruckgradienten vor Patagonien also voraus. Es handelt sich also sozusagen um die Auswirkung der Phase in der sich El Niño entwickelt. Allerdings ist auch eine ausgeprägte Korrelation mit dem SOI bei einem Zeitversatz von -3 Monate erkennbar. Dieser Zeitversatz weist auf die folgende - im typischen Gang eines El Niño auftretende - Hochphase des El Niño ungefähr zum Jahreswechsel (Hochsommer) hin.

Im Herbst ist der Zusammenhang bei Korrelation mit einem Zeitversatz von +0 bis +2 Monaten am stärksten. Ein stark ausgeprägter El Niño (kleiner SOI-Wert) zum Jahreswechsel führt also statistisch zu einem schwach ausgeprägten Druckgradienten vor der

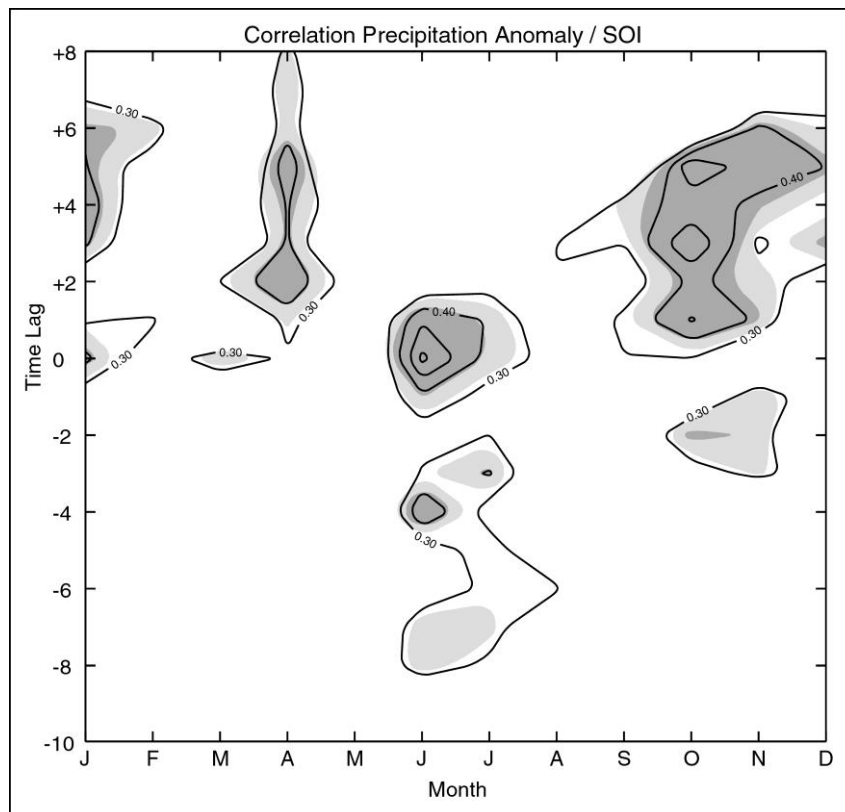


Abb. 5.14 Korrelationen zwischen Anomalien des monatlichen Niederschlags aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem SOI für einen Zeitversatz bis zu ± 12 Monaten und für alle 12 einzelnen Monatsreihen in der Region von $52,5^{\circ}\text{S}$ bis 55°S und von $72,5^{\circ}\text{W}$ bis 75°W im Zeitraum 1970 bis 2000. Korrelationen unter 0,3 wurden vernachlässigt. Die hellgrau (dunkelgrau) schattierten Flächen sind Bereiche, wo die Korrelationen im 90%-(95%-)Niveau signifikant sind.

südwestpatagonischen Küste bei 50°S im folgenden Südherbst. Bemerkenswert ist auch die ausgeprägte Korrelation beim Zeitversatz +0 im Winter (Juni). Auch hier wird eine im 95%-Niveau signifikante Korrelation von über 0,5 erreicht.

Da der meridionale Druckgradient auf Meeresniveau lediglich als ein Proxy für die Niederschlagsrate gelten kann, wurde die gleiche Analyse mit dem Datensatz der Anomalien des monatlichen Niederschlags durchgeführt (Abb. 5.14). Die Region deren 4 Datenpunkte im Modellgitter für die Erzeugung des Datensatzes gemittelt wurde, reicht von 52°S bis 55°S und von 75°W bis $72,5^{\circ}\text{W}$. Unter der Annahme, dass der Niederschlag stark mit Windgeschwindigkeit und Luftdruckgradient korreliert ist, wird ein ähnliches Muster wie in Abb. 5.13) erwartet. Hierbei ist zu bedenken, dass die Unterschiede zwischen dem Niederschlag nach NCEP/NCAR und dem tatsächlich fallenden Niederschlag beträchtlich sein können. Das in Abb. 5.14 gezeigte Muster ist grundsätzlich in Übereinstimmung mit dem zuvor diskutierten Muster der Korrelationen zwischen meridionalen Druckgradienten und SOI. Es treten auch beim Niederschlag vor allem hohe Korrelationen im Südfrühling (ab September) auf. Allerdings sind diese nun deutlicher bei einem Zeitversatz von +2 bis +4 Monaten. Außerdem reicht diese Phase des Zusammenhangs zwischen El Niño-Hochphase und dem modellierten Niederschlag bis in den Januar hinein. Dagegen ist die zweite Phase hoher Korrelationen im Südherbst auf den April wiederum mit einem Zeitversatz von +2 bis +4 Monaten zum SOI reduziert. Die hohen Korrelationen des SOI mit dem Niederschlag im Juni (Hochwinter) treten ebenso wie beim meridionalen Druckgradienten deutlich zutage.

Um den Verlauf der Kopplung von Niederschlag und der ENSO näher zu betrachten, wurde der Datensatz des Niederschlages der NCEP/NCAR-Reanalysedaten in der Region $52,5^{\circ}\text{S}$ bis 55°S und 75°W bis $72,5^{\circ}\text{W}$ in El Niño- und in La Niña-Jahre aufgeteilt. Die Auswahl der

ENSO	Jahre
El Niño	1972, 1976, 1977, 1979, 1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997
La Niña	1970, 1973, 1974, 1975, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999

Tab. 5.2 Aufstellung der El Niño- und La Niña-Jahre bei der Auswahl der Zusammenstellung der Niederschlagsdaten in Abb. 5.16 (nach: TRENBERTH (1997) und *Climate Prediction Center* (NOAA) unter www.cpc.ncep.naa.gov).

Jahre erfolgt entsprechend der Aufstellung bei TRENBERTH (1997). Für die Auswahl der Jahre nach 1995 wurde auf die Aufstellung des *Climate Prediction Centers* (NOAA) unter www.cpc.ncep.naa.gov zurückgegriffen. Die daraus folgende Auswahl ist in Tab. 5.2 dokumentiert.

Für jedes Jahr wurde die Zeitreihe des Niederschlags im sogenannten Jahr 0, das Jahr in dem sich die El Niño- bzw. La Niña-Situation entwickelt und im Folgejahr betrachtet, so dass jeweils der Verlauf des Niederschlags über 24 Monate ausgewählt wurde. Abb. 5.16 zeigt den mittleren Verlauf aller Jahre zwischen 1970 und 2000 und den mittleren Gang des Niederschlags bei El Niño- und bei La Niña-Jahren.

Eine Verringerung des mittleren Monatsniederschlags während El Niño ist im Jahr 0 ab Juni bis zum Februar im Jahr +1 zu erkennen. Eine zweite kurzfristige und schwach ausgeprägte Reduzierung ist im April des Jahres +1 zu erkennen.

Die beobachteten Abweichungen zwischen dem Mittel über alle Jahre und den El Niño-Jahren wurden mit Hilfe des t-Tests nach *Student* monatsweise auf Signifikanz geprüft. Für diesen Test (Glg. 5.3) muss Normalverteilung und ungefähre Übereinstimmung der Standardabweichungen beider Datensätze gegeben sein. Beide Voraussetzungen wurden zuvor für die El-Niño-Stichprobe und die gesamte Datenmenge für alle 24 betrachteten Monate einzeln überprüft. Die Übereinstimmung der beiden Standardabweichungen wurde jeweils mit Hilfe des χ^2 -Testes (KREYSZIG 1979) durchgeführt. Die Normalverteilung wurde mit Hilfe des Tests nach *David* (<http://barolo.ipc.uni-tuebingen.de/pharma/index.html>) (CLAUß ET AL. 1995) festgestellt. Eine signifikante Abweichung (Signifikanz > 90%) ergibt sich demnach für August bis November im Jahr 0 und für den April im Jahr +1. Für die Monate Oktober und November liegt die Signifikanz sogar über dem 99%-Niveau und im September noch über dem 95%-Niveau. Im Monat mit der größten beobachteten Abweichung, im Oktober des Jahres 0, beträgt die mittlere Abweichung zwischen allen Jahren und den El-Niño-Jahren mit 24 mm 77% der Standardabweichung aller Oktoberniederschläge.

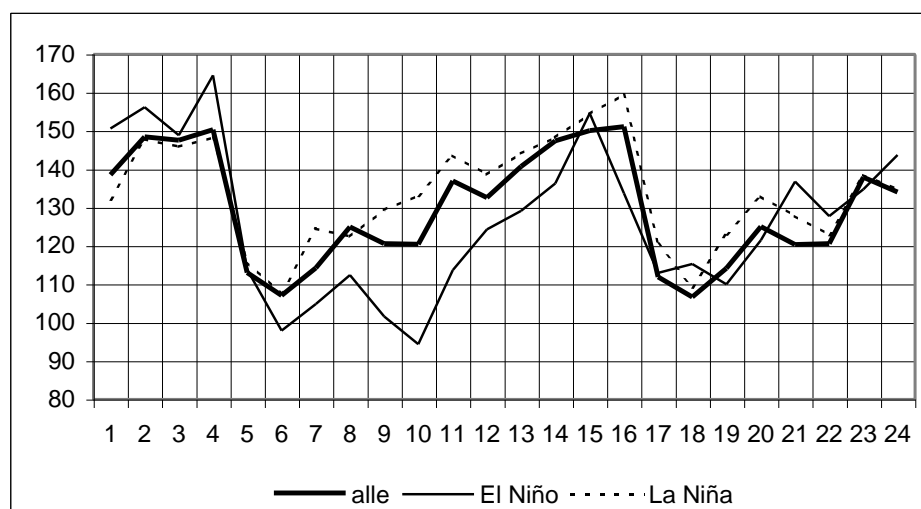


Abb. 5.15 Mittlerer zweijähriger Jahresgang des Niederschlags aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Raum 52,5°S bis 55,0°S und 75°W bis 72,5°W im Mittel aller Jahre und im Mittel der El Niño- und der La Niña-Jahre.

Die Analyse der NCEP/NCAR-Reanalysedaten aufgeschlüsselt nach El Niño- und nach La Niña-Jahren lässt den Schluss zu, dass die Kopplung zwischen der ENSO und dem Niederschlag im Südwesten Patagoniens vor allem vom Spätwinter bis in den Hochsommer des Jahres 0 (August bis Dezember) und im Herbst (April im Jahr 1) von El Niño-Jahren ausgeprägt ist. Dies ist in Übereinstimmung mit den anhand von Abb. 5.13 und Abb. 5.14 gemachten Aussagen zur Korrelation zwischen dem Niederschlag der NCEP/NCAR-Reanalyse und dem SOI, wo sich hohe Korrelation bei einem Zeitversatz von 2 bis 4 Monaten von Oktober bis Januar und ohne Zeitversatz im April zeigte. Aus Abb. 5.15 geht darüber hinaus hervor, dass La Niña im Gegensatz zu El Niño keine signifikante Veränderung des Niederschlages bewirkt. Dieser Sachverhalt kann aus der Korrelationsanalyse entsprechend Abb. 5.13 und Abb. 5.14 nicht erkannt werden.

5.3.4 Zeitliche Varianz der Kopplung von ENSO und Niederschlag

Die zeitliche Stabilität der Korrelationen zwischen SOI und den Klimaparametern an der Südwestküste Patagoniens in den letzten 30 Jahren wurde mit Hilfe einer gleitenden Korrelation untersucht. Hierfür wurde ein Korrelationsfenster von 60 Monaten über die Datensätze geschoben. Die drei betrachteten Variablen und der damit jeweils korrelierte Datensatz des SOI entsprechen den in Kap. 5.3.3 dargestellten Datenreihen. Der Wert des Korrelationskoeffizienten im betrachteten Datenfenster wurde jeweils dem mittleren Monat im Zeitfenster von 60 Monaten zugewiesen. Die so entstandenen Zeitreihen der Korrelation sind in Abb. 5.15 dargestellt. Alle drei Korrelationen nehmen einen ähnlichen Verlauf mit einem generellen Anstieg der Korrelationen seit 1978.

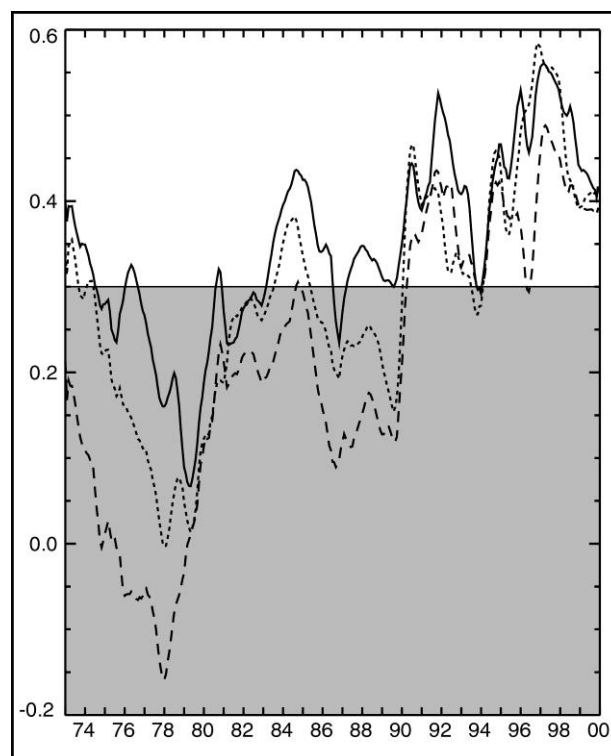


Abb. 5.16 Gleitende Korrelation in einem Datenfenster von 60 Monaten zwischen den Monatsmittelwerten der Anomalien von meridionalen Luftdruckgradienten (durchgezogene Linie), Niederschlag (gepunktete Linie) und Windgeschwindigkeit (gestrichelte Linie) aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten mit dem SOI. Der meridionale Luftdruckgradient wurde im Raum 45°S bis 55°S und 90°W bis 80°W gemittelt. Die anderen beiden Größen beziehen sich auf die Region 52,5°S bis 55°S und 75°W bis 72,5°W. Der Korrelationswert im Korrelationsfenster von 60 Monaten wurde jeweils dem mittleren Monat des Fenster zugewiesen. Die Ergebnisreihen der Korrelationswerte wurden mit einem Tiefpassfilter von 5 Datenpunkten Breite geglättet.

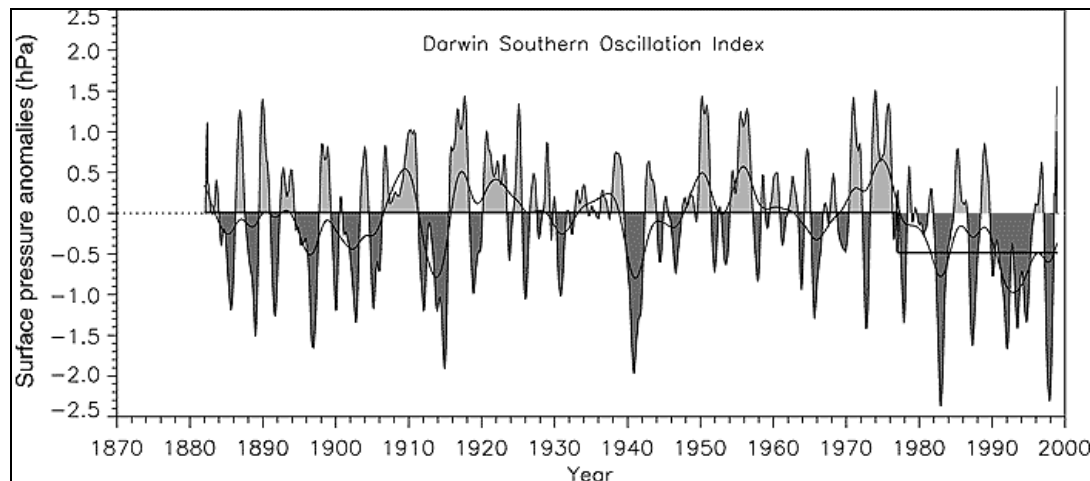


Abb. 5.17 SOI-Zeitreihe (aus: STOCKER ET AL. 2001).

Zwischen 1986 und 1990 ist eine Periode mit erneut etwas niedrigerer Korrelationen eingeschaltet. Bei der typischen Autokorrelation der betrachteten Klimaparameter von ca. 0,3 und der Autokorrelation des SOI von meist um 0,7 reduziert sich die Zahl der Freiheitsgrade der Korrelation von 60 auf 39. Damit erhält man für Korrelationskoeffizienten von über 0,3 eine Signifikanz von höher als 95%, was in Abb. 5.15 durch die graue Schattierung angedeutet ist. Erst ab Anfang der 1980er Jahre erhält man also bei Betrachtung kurzer Reihen von nur 60 Monaten eine signifikante Korrelation zwischen SOI und meridionalen Druckgradienten. Die Korrelation in den 1970er Jahren blieb mit niedrigen Werten des Korrelationskoeffizienten unter 0,3, was durchgehend unter der Signifikanzgrenze von 95% liegt. Im Zeitraum von 1979 bis 2000 (21 Jahre) treten drei große Perioden auf, was einer Periodenlänge von 7 Jahren entspricht. Eine Erklärung für dieses Phänomen kann bisher nicht angeboten werden.

GRAHAM (1994) und TRENBERTH und HURELL (1994) stellen um 1980 eine generelle Verschiebung der ENSO hin zu niedrigeren Werten des SOI fest (vgl. Kap. 5.2.1 und Abb. 5.16). Möglicherweise hat sich mit dieser grundlegenden Verschiebung der ENSO hin zu negativeren Werten auch die Kopplung mit dem Niederschlagsgeschehen in Südwestpatagonien verstärkt. TRENBERTH und HOAR (1996, 1997) nennen 1976 als Zeitpunkt ab dem sich der SOI dauerhaft und signifikant (95%-Niveau) hin zu negativeren Werten verschiebt. WANG (1995) zeigt, dass die Entwicklung der El Niño-Ereignisse vor und nach ca. 1978 im Frühstadium des El Niño durch eine andere Lage der anomalen großräumigen Zykone über Australien bzw. Indonesien und dadurch andere Beeinflussung der Passatwindzirkulation charakterisiert war. Dadurch verschob sich die für El Niño typische Erwärmung der äquatorialen Küstengewässer an der Westküste Südamerikas von vor der Erwärmung des Oberflächenwassers im Zentralpazifik auf nach der Erwärmung derselben (WANG 1995). Wie diese Verschiebung im Ablauf von ENSO mit der Ausprägung der Kopplung zwischen ENSO und den Klimatelementen in Südwestpatagonien zusammenhängt, bleibt ungeklärt. MO (2000) belegt, dass eine abrupte Erwärmung der Oberflächentemperatur im zentralen und östlichen Pazifik nach 1976 mit dem Pacific-South-America-Mode 1 (PSA1), der rotierten Hauptkomponentenanalyse von 500 hPa-Höhen und Meeresoberflächentemperaturen übereinstimmt. Die PSA1 wiederum entspricht der ENSO im Südostpazifik (MO UND PAEGLE 2001).

Möglicherweise tritt die Kopplung durch die Häufung der negativen SOI-Situationen auch nur statistisch deutlicher zu Tage. Weitere wichtige Faktoren, die die Kopplung zwischen ENSO und der Stärke der Westwinddrift bei 50°S / 72°W entweder beeinflussen oder mindestens schwächer bzw. stärker hervortreten lassen könnten, sind sowohl Veränderungen der semi-annuellen Oszillation (SAO) (VAN DEN BROEKE 2000) als auch des Southern Hemisphere Annular Mode (SAM) (THOMPSON UND SOLOMON 2002) (vgl. Abb. 5.11 und Kap. 5.3.2). Die

beiden genannten periodisch verlaufenden Druckindizes beschreiben atmosphärische Wechselwirkungen, die Auswirkung auf die Ausprägung der Westwindzone in verschiedenen Regionen um die Antarktis haben. Beide Indizes scheinen in den letzten 30 Jahren einen der wiederkehrenden Periode überlagerten Trend aufzuweisen (VAN DEN BROEKE 2000, THOMPSON UND SALOMON 2002). Nach HURRELL UND VAN LOON (1994) waren sowohl SAO als auch SAM in den 1980iger Jahren schwächer ausgeprägt als in den 1970iger Jahren.

Die SAO resultiert aus dem komplexen Wirkungsgefüge von Thermodynamik und Dynamik im zirkumpolaren Ozean-Atmosphäre-System der Südhalbkugel, was zu halbjährlichen Schwankungen der Temperaturgradienten (Baroklinität) der mittleren Troposphäre zwischen ca. 50°S und der antarktischen Küste führt (SIMMONDS UND JONES 1998). Insbesondere setzen die Abkühlung im Herbst und die Erwärmung der Luft im Frühling aufgrund des flachen Sonnenstandes über der Antarktis später als über den hohen Mittelbreiten ein, was zu einer Phasenverschiebung der Temperaturjahresgänge und daraus resultierend zur Ausprägung der beiden Maxima der Baroklinität im März und im Oktober führt (WALLAND UND SIMMONDS 1999). Dabei wird die mittlere Lage der Tiefdruckrinne zu den Äquinoktien leicht polwärts verschoben (VAN LOON 1967). MEEHL (1991) führt aus, dass außergewöhnliche Ausdehnung und Intensivierung des Tiefdrucktrogs während des Südherbstes im Zusammenhang mit der SAO zu einer Schwächung der südostpazifischen Antizyklone (Verstärkung der Konvektion) und gleichzeitig zu einer Schwächung des indischen Sommermonsuns mit verringerter Konvektion führen könnte. In der Kombination könnte demnach die SAO ENSO verstärken oder mit auslösen. Einen Zusammenhang von SOI und den von der SAO abhängigen Lufttemperaturen in der Ostantarktis zeigt VAN DEN BROCKE (1998) auf.

Mögliche Zusammenhänge zwischen der ENSO und den genannten Druckindizes, sowie anderen hemisphärischen Indizes (vgl. STRETEN 1980, VILLALBA ET AL. 2003a), und die Auswirkung eines solchen Wirkungsgefüges auf Patagonien gilt es in der Zukunft weiter zu beleuchten.

5.3.5 Der Effekt der Kopplung von ENSO und Niederschlag in Stationsdaten

Die einzige Studie über ENSO Telekonnektionen in Südamerika, die Stationsdaten des südlichsten Teils der pazifischen Westküste Chiles einschließt, wurde von ACEITUNO (1988) durchgeführt. Hierbei handelt es sich um die Daten der Wetterstation Faro Evangelistas (vgl. Kap. 4). ACEITUNO (1988) zeigt auf, dass der Niederschlag an dieser Station in den Monaten Mai und Juni bei einem Signifikanzniveau von 95% negativ mit dem SOI korreliert ist. Für den Rest des Jahres findet ACEITUNO (1988) eine positive aber nicht signifikante Korrelation zwischen Niederschlag und SOI an der Station Faro Evangelistas. Den gegensätzlichen Effekt, den die ENSO auf den Niederschlag an der Westküste des südlichen Südamerikas zwischen 35°S-45°S (Erhöhung des Niederschlages bei El Niño) einerseits und 50°S-55°S (Verringerung des Niederschlages bei El Niño) andererseits hat, kann auch aus Fig. 15 bei ROPELEWSKI UND HALPERT (1987) geschlossen werden.

Die Ergebnisse, die anhand der Stationsdaten der WS Faro Evangelistas gewonnen werden können, sind aufgrund der Datenlücken (Tab. 5.3) und aufgrund des in den 80iger Jahren auftretenden Datensprunges (vgl. Kap. 2, Abb. 2.20, Abb. 5.9) nur eingeschränkt aussagekräftig. Allerdings ist die WS Faro Evangelistas die einzige Station an der Westküste Südamerikas zwischen 50°S und 55°S, die über einen Zeitraum von mehreren Dekaden und auch weiterhin fortlaufend betrieben wird. Deshalb stützt sich die folgende Analyse trotz der genannten Einschränkungen maßgeblich auf die Daten der WS Faro Evangelistas.

Die Korrelationen zwischen den Anomalien des Niederschlages der beiden Stationen WS Faro Evangelistas und WS Punta Arenas JS mit dem SOI sind in Tab 5.4 zusammengefasst. Korrelationen im Zeitraum 1980 bis 2000 aller verfügbarer Monate an der WS Faro Evangelistas sind unter Einbeziehung eines Zeitversatzes ('time lag') von 1 bzw. 2 Monaten

Datenlücke von / bis	Zeitraum
Juni 2001	1 Monat
Mai 1998	1 Monat
November 1997	1 Monat
Dezember 1994	1 Monat
Juli 1990	1 Monat
Januar 1985 - Dezember 1987	36 Monate
October 1980 - Dezember 1982	27 Monate
October 1979 - Dezember 1979	3 Monate
Dezember 1976 - April 1977	5 Monate
März 1971 - Dezember 1972	22 Monate

Tab. 5.3 Datenlücken der WS Faro Evangelistas im Zeitraum 1970 bis 2001.

oberhalb des 99%-Niveaus signifikant. Entsprechend der Gleichungen 5.1 und 5.2 wurde vor der Berechnung des Signifikanztests mit Hilfe der t-Verteilung nach *Student* zuvor eine Reduktion der Zahl der Freiheitsgrade aufgrund der Autokorrelation in der Datenreihe vorgenommen.

Ohne Zeitversatz zwischen den beiden Datenreihen SOI und Niederschlagsanomalie ist immer noch eine Signifikanz oberhalb von 95% gegeben. Diese Ergebnis stimmt gut mit den aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten abgeleiteten Ergebnissen überein. Der Unterschied zwischen den Korrelationskoeffizienten bei Korrelation nach *Pearson* und *Spearman* ist immer kleiner als 0,03, so dass von einer annähernd normalverteilten Datenreihe ohne ausgeprägte Ausreisser ausgegangen werden kann.

Wenn man die Zeitreihen für längere Zeiträume ab 1952 bzw. 1970 betrachtet, zeigt sich, dass die gefundenen Korrelationen deutlich schwächer werden ($r < 0,15$) und die Signifikanz nur noch bei einem Zeitversatz von 1 bzw. 2 Monaten sehr schwach (Signifikanzniveau: 89%) gegeben ist. Dies lässt in Übereinstimmung mit den in Kap. 5.3.4 aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten (Abb. 5.15 und auch Abb. 5.10 und Abb. 5.11 (Kap. 2.2.2)) darauf schließen, dass die beobachtete Kopplung erst zum Ende des letzten Jahrhunderts stärker ausgeprägt worden ist: Offensichtlich hat sich erst in den letzten 20 Jahren die Korrelation zwischen dem Niederschlag an der Südwestküste Patagoniens und dem SOI entsprechend verstärkt.

Die Niederschlagsanomalien an der WS Punta Arenas JS zeigen keinerlei signifikante Korrelation mit dem SOI (Tab. 5.4). Da der Niederschlag an der WS Punta Arenas JS zum überwiegenden Teil mit den Anströmungsrichtungen Ost, Nordost und Süd verknüpft ist (vgl.

Time lag (month)	Faro Ev. 1980 - 2000	Faro Ev. 1970 - 2000	Faro Ev. 1952 - 2000	Punta Arenas 1980 - 2000
-2	0.11	-0.05	-0.03	-0.03
-1	<i>0.17</i>	0.02	-0.03	-0.05
0	0.20	0.06	0.06	-0.04
1	<u>0.28</u>	0.14 (89%)	0.11 (89%)	0.01
2	<u>0.26</u>	0.13 (87%)	0.11 (89%)	-0.01
3	0.18	0.10	0.08	-0.07

Tab. 5.4 Korrelation zwischen Monatsmittelwerten des SOI und Anomalien des Niederschlags an der WS Faro Evangelistas und der WS Punta Arenas JS für verschiedenen Zeitversatz (*leads/lags*) zwischen den Zeitreihen. Positive Werte des Zeitversatzes bedeuten, dass der SOI den Niederschlagsdaten zeitlich vorausgeht; kursiv: signifikant im 90%-Niveau, kursiv und fett gedruckt: signifikant im 95%-Niveau, kursiv, fett gedruckt und unterstrichen: signifikant im 99%-Niveau.

Zeitraum	1980 - 2000			1970 - 2000			1952 - 2000		
Versatz (lag) [Monate]	0	+1	+2				0	+1	+2
Januar	0.36	0.60	0.51	0.15	0.14	0.10	0.11	0.11	0.13
Februar	0.31	0.31	0.11	0.20	0.20	0.05	0.18	0.24	0.04
März	0.09	0.13	0.15	-0.03	0.12	0.12	-0.03	0.06	0.20
April	0.52	0.57	0.57	0.36	0.35	0.38	0.22	0.25	0.35
Mai	0.07	0.34	<u>0.68</u>	-0.15	0.14	0.23	-0.12	0.11	0.20
Juni	0.45	0.56	0.20	0.11	0.34	0.09	0.04	-0.01	0.06
Juli	0.30	0.32	0.19	0.20	0.16	0.07	0.25	0.16	0.06
August	-0.37	-0.15	-0.04	-0.25	-0.04	-0.18	-0.18	0.03	-0.14
September	0.05	0.06	-0.07	0.12	0.10	0.10	0.08	0.03	0.15
Oktober	0.17	0.05	0.07	0.11	0.06	0.06	0.15	0.02	-0.08
November	0.15	0.41	0.20	-0.12	0.22	0.09	-0.05	0.18	0.02
Dezember	0.40	0.42	0.50	0.02	0.06	0.29	0.02	0.09	0.23

Tab. 5.5 Korrelation der Monatsmittel des SOI mit den Monatswerten der Niederschlagsanomalie an der WS Faro Evangelistas für verschiedene Zeitabschnitte und bei verschiedenem Zeitversatz ('lag') zwischen den Zeitreihen, wobei bei Zeitversatz der SOI vorausgeht; kursiv: signifikant im 90%-Niveau, kursiv und fett gedruckt: signifikant im 95%-Niveau, kursiv, fett gedruckt und unterstrichen: signifikant im 99%-Niveau.

Kap. 4), ist dies auch zu erwarten (vgl. Kap. 5.3.2). Der für die Abschwächung des Niederschlags während El Niño aufgrund abgeschwächtem meridionalen Druckgefälle (vgl. Kap. 5.3.1 und Kap. 5.3.2) vermutete Mechanismus würde den Niederschlag an der WS Punta Arenas JS nur dann verringern, wenn die Station auf der Westseite des Gebirges liegen würde.

Die Korrelationen der Zeitreihen einzelner Monate (alle Januare, alle Februlare, etc.) sind insgesamt schwächer als bei Betrachtung der gesamten Zeitreihe (Tab. 5.5). Zwar sind die absoluten Zahlenwerte der Korrelationen zum Teil sehr hoch. Da aber die stark reduzierte Anzahl der Datenpunkte jeder einzelnen Reihe die Anzahl der Freiheitsgrade stark vermindert, sinkt die Signifikanz des gefundenen Zusammenhanges überproportional. Nur Korrelationen im Hochsommer (Dezember und Januar) und im Herbst und Frühwinter (April, Mai und Juni) sind vor allem bei einem Zeitversatz von +2 Monaten zwischen SOI und Variable oberhalb der 90%-Schwelle signifikant (vgl. Tab. 5.5). Beim Signifikanztest wurde die Normalverteilung der Daten getestet und auch die Autokorrelation in den beiden Zeitreihen jeweils berücksichtigt. Betrachtet man einen längeren Zeitraum (1970 bis 2000 bzw. 1952 bis 2000) verschwinden die signifikanten Korrelationen fast vollständig. Lediglich im Herbst (April) bleibt eine im 90%-Niveau signifikante Korrelation bei einem Zeitversatz von +2 Monaten erhalten. Die Korrelationsanalyse nach Einzelmonaten weist also darauf hin, dass die Kopplung zum Ende des Jahrhunderts stärker geworden ist, bzw. sich erst etabliert hat, und dass der Zusammenhang im Südherbst (April) bei einem Zeitversatz von 2 Monaten am stärksten ist. Dies steht in Übereinstimmung mit Abb. 5.16 und den in Kap. 5.3.4 gemachten Aussagen anhand der NCEP/NCAR-Reanalysedaten.

In gleicher Vorgehensweise wie bei den NCEP/NCAR-Reanalysedaten in Kap. 5.3.2 (Abb. 5.10) wurde die Niederschlagsreihe der WS Faro Evangelistas in Monate mit $\text{SOI} < -1.5$ (El Niño) und Monate mit $\text{SOI} > 0.0$ (La Niña) eingeteilt. Die Abweichung vom Niederschlagsmittel des gesamten Datensatzes wurde für beide Teildatensätze für die drei Zeitfenster 1980 bis 2000, 1970 bis 2000 und 1952 bis 2000 berechnet (Tab. 5.6).

Für den Zeitraum 1980 bis 2000 ergibt sich ein mittlerer Unterschied von über 20% zwischen den Monaten mit positivem und den Monaten mit stark negativem SOI ($\text{SOI} < -1.5$). Die Abweichung des Mittelwerts der Teildatensätze vom Mittelwert des gesamten Datensatzes wurde mit Hilfe des t-Tests nach Glg. 5.3 auf signifikante Abweichung geprüft. Im kurzen

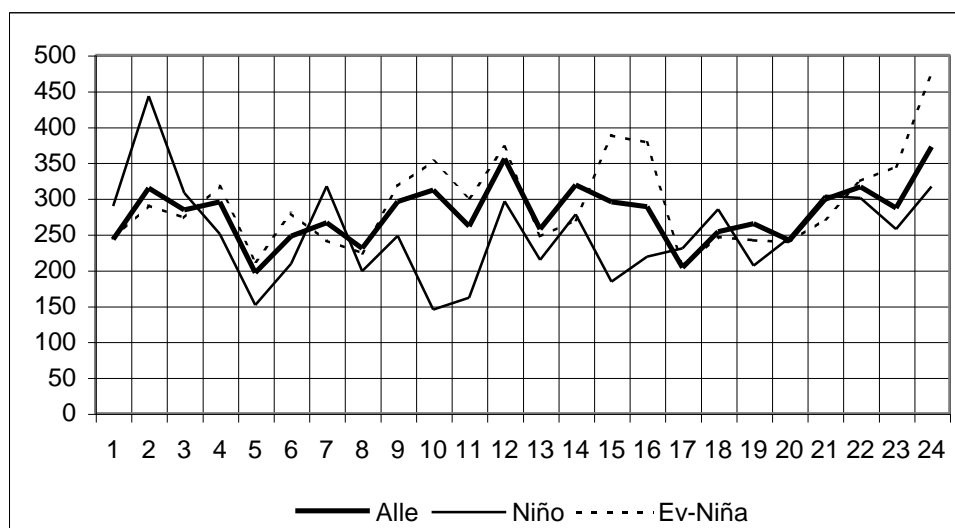


Abb. 5.18 Mittlerer zweijähriger Jahresgang des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas im Mittel aller Jahre und im Mittel der El Niño- und der La Niña-Jahre.

Zeitraum 1970 bis 2000 sind alle Abweichungen außer die Abweichung bei negativem SOI bei Zeitversatz 0 im 95% bzw. 90%-Niveau signifikant (Tab. 5.6). Für den längeren Zeitraum ist diese Signifikanz nur noch für die Abweichungen bei negativem SOI bei Zeitversatz +1 und +2 gegeben. Der lange Zeitraum 1952 bis 2000 weist nur einen signifikanten Wert bei negativem SOI und Zeitversatz +2 auf.

Für alle drei betrachteten Zeitabschnitte gilt, dass die Standardabweichung des monatlichen Niederschlages an der WS Faro Evangelistas von ca. 150 mm weit höher ist (ca. dreimal so

1980 - 2000					
Monatsmittel (Jahresmittel) [mm]	311 mm (3727 mm)				
Zeitversatz [Monate]	0	1	2	3	4
Mittlere Abweichung SOI < -1.5 [mm/Mon.]	-21	-31	-58	-28	-29
Mittlere Abweichung SOI > 0.0 [mm/Mon.]	34	34	28	29	12
Mittlerer Unterschied [mm/Mon.]	55	64	86	57	41
Abweichung vom Mittel in %	18%	21%	28%	18%	13%
1970 - 2000					
Monatsmittel (Jahresmittel) [mm]	273 mm (3281 mm)				
Zeitversatz [Monate]	0	1	2	3	4
Mittlere Abweichung SOI < -1.5 [mm/Mon.]	-7	-21	-37	-13	-22
Mittlere Abweichung SOI > 0.0 [mm/Mon.]	9	15	12	13	11
Mittlerer Unterschied [mm/Mon.]	16	35	50	27	33
Abweichung vom Mittel in %	6%	13%	18%	10%	12%
1952 - 2000					
Monatsmittel (Jahresmittel) [mm]	258 mm (3100 mm)				
Zeitversatz [Monate]	0	1	2	3	4
Mittlere Abweichung SOI < -1.5 [mm/Mon.]	-8	-2	-18	-8	-21
Mittlere Abweichung SOI > 0.0 [mm/Mon.]	5	9	11	11	10
Mittlerer Unterschied [mm/Mon.]	13	12	29	19	31
Abweichung vom Mittel in %	5%	4%	11%	7%	12%

Tab. 5.6 Mittlere Differenz des Niederschlages an der WS Faro Evangelistas zwischen Monaten mit positivem (SOI > 0.0, LA Niña) und ausgeprägt negativem (SOI < -1.5, El Niño) SOI für die Zeiträume 1980 - 2000, 1970 - 2000 und 1952 - 2000; fett: signifikant im 90%-Niveau, fett und kursiv: signifikant im 95%-Niveau.

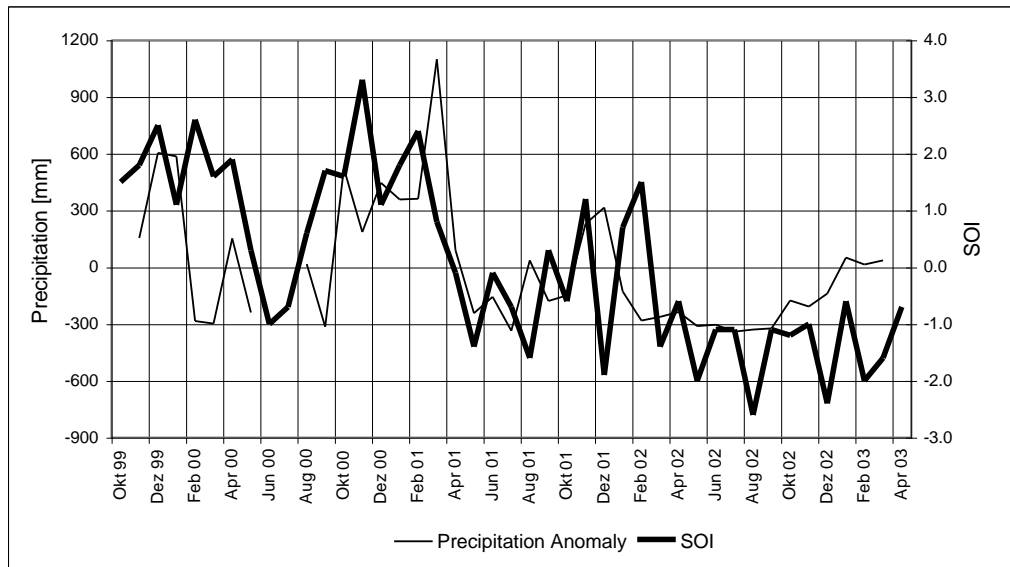


Abb. 5.19 Anomalien des Monatsniederschlages an der AWS Gran Campo NPB und SOI im Zeitraum 1999 bis 2003.

groß) als die gefundenen mittlere Abweichung zwischen El Niño-Monaten und La Niña-Monaten. Der vermutete Zusammenhang lässt sich also aufgrund der hohen Variabilität des Niederschlags nur schwer nachweisen.

Die für den Zeitraum 1970 bis 2000 berechnete mittlere Differenz zwischen El-Niño- und La-Niña-Monaten von ca. 15% (Tab. 5.6) befindet sich in guter Übereinstimmung mit dem Unterschied von 10% bis 15% wie er sich bei gleichem Vorgehen aus den NCEP/NCAR-Reanalysedaten ergibt (vgl. Kap. 5.3.2). Die berechnete Niederschlagsabnahme von ca. 15% zwischen La Niña- und El Niño-Situation führt zu einer Reduktion des Jahresniederschlags um 490 mm an der WS Faro Evangelistas, während nach Abb. 5.10 diese Abnahme lediglich ca. 150 mm beträgt. Dies liegt darin begründet, dass die Niederschläge der NCEP/NCAR-Reanalyse generell um den Faktor 2 bis 3 zu niedrig ausfallen (vgl. Kap. 5.3.2, Abb. 5.9).

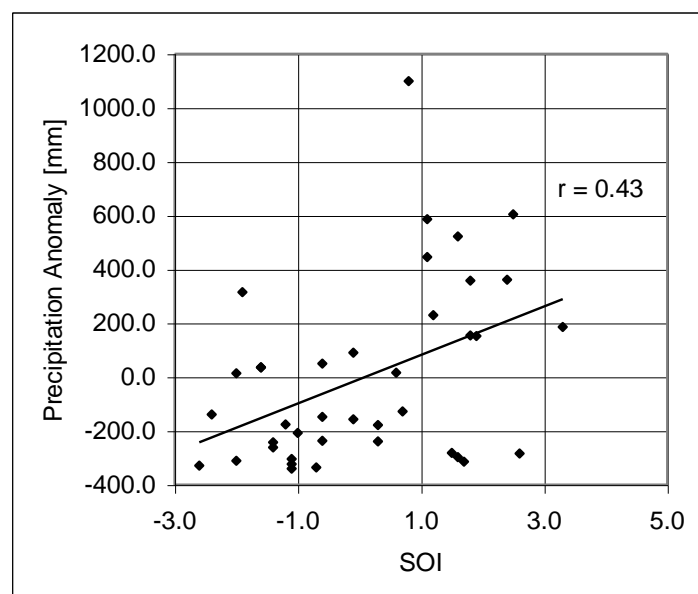


Abb. 5.20 Korrelation zwischen Monatsmittelwerten des SOI und Anomalien des Monatsniederschlags an der AWS Gran Campo NPB von Oktober 1999 bis März 2003 und eingezeichnete Trendlinie entsprechend eines linearen Trends.

In gleicher Weise wie in Kap. 5.3.3 anhand der NCEP/NCAR-Reanalysedaten dargestellt, wurde auch die Zeitreihe des Niederschlags an der WS Faro Evangelistas entsprechend Tab. 5.3 in El-Niño- und in La-Niña-Jahre vom Jahr 0 der Anomalie bis zum Jahr +1 aggregiert und im Vergleich zum zweijährigen mittleren Jahresgang untersucht (Abb. 5.18). In Übereinstimmung mit Kap. 5.3.3 sind die negativen Abweichungen des mittleren Monatsniederschlags zwischen allen Jahren bzw. den La Niña-Jahren und den El Niño-Jahren von August bis Dezember des Jahres 0 - also von Spätwinter bis zum Frühsommer - zu erkennen.

Das zweite Maximum der Abweichungen im Herbst des Jahres +1 (März und April) ist dagegen wesentlich deutlicher ausgeprägt als in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten (Kap. 5.3.3, Abb. 5. 17). Wie bereits aus Tab. 5.5 anhand der Korrelation zwischen Stationsniederschlag und SOI ersichtlich, sind vor allem die Abweichungen im April besonders signifikant. Beim Signifikanztest der in Abb. 5.18 dargestellten Abweichungen entsprechend des in Kap. 5.3.3 ausgeführten Verfahrens zwischen dem Mittel über alle Jahre und dem Mittel über die El Niño-Jahre treten der Oktober und der November im Jahr 0 und der März und der April im Jahr +1 als signifikant oberhalb des 90%-Niveaus hervor. Die Signifikanz im Oktober (99%) und im März (95%) ist sogar noch höher. Im Oktober ist die mittlere Abweichung von 167 mm ungefähr 84% der Standardabweichung. Über alle Oktober berechnet beträgt die Standardabweichung 198 mm.

Das Muster der Kopplung zwischen SOI und Niederschlag im Südwesten Patagoniens mit Verringerung des Niederschlags von der Jahresmitte im Jahr 0 bis zur Jahreswende und im Herbst des Jahres +1 lässt sich also sowohl in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten als auch in den Niederschlagsdaten der WS Faro Evangelistas erkennen.

An der AWS Gran Campo NPB (vgl. Kap. 4) werden Niederschlagsdaten seit dem Oktober 1999 erhoben. Obwohl die Zeitreihe noch sehr kurz ist, kann der in diesem Kap. ausgeführte Zusammenhang zwischen ENSO und dem Niederschlag ebenfalls aufgezeigt werden (Abb. 5.19 und Abb. 5.20). Der Niederschlag war während der La Niña-Phase 1999/2000 wesentlich höher als während des El Niño-Zeitraums 2002/2003 (Abb. 5.19). Die Korrelation zwischen SOI und den Anomalien des Monatsniederschlags an der AWS Gran Campo NPB nimmt einen Wert von $r = 0,43$ an, welcher gleichwohl aufgrund der Kürze der Zeitreihe nicht signifikant ist.

5.4 Zusammenfassung der Auswirkungen der ENSO auf den Südwesten Patagoniens

Die positive Korrelation zwischen SLP und SOI in Mittelchile bei ca. 30°S wird nach Süden hin schwächer und verschwindet ungefähr bei 40°S, also an der Nordgrenze Patagoniens vollständig. Unmittelbar über Patagonien gibt es keine signifikanten Korrelationen zwischen SOI und SLP. Dagegen erhält man eine starke negative Korrelation zwischen SOI und SLP über der Bellingshausensee bei ca. 60°S/120°W. Die gegensätzliche Beziehung zwischen SOI und SLP bei 30°S und bei 60°S geht mit einer Verminderung des meridionalen Luftdruckgradienten bei 50°S im östlichen Pazifik einher. Dementsprechend korreliert die mittlere jährliche Zonalwindgeschwindigkeit westlich von Patagonien über dem Pazifik zwischen 50°S-55°S positiv mit dem SOI ($r = 0,6$). Dies wiederum beeinflusst den Niederschlag an der Westküste Chiles zwischen 45°S und 55°S. Während El Niño ($\text{SOI} < -1,5$) vermindert sich die zonale Windgeschwindigkeit und der Niederschlag reduziert sich um 10% bis 20% im Vergleich zu neutralem oder positivem SOI (La Niña). Eine Korrelation von $r = 0,4$ zwischen SOI und Jahresmitteln der Niederschlagsanomalie, die für einen beachtlichen Streifen an der patagonischen Westküste südlich von 53°S gilt, weist darauf hin, dass 16% ($r^2 = 0,16$) der Variation des Niederschlags auf die ENSO zurückgeführt werden kann.

Dieser Zusammenhang bestätigt sich auch anhand der Stationsdaten der WS Faro Evangelistas an der Pazifikküste. Östlich der Anden an der WS Punta Arenas hingegen kann kein Einfluss von ENSO auf den Niederschlag festgestellt werden. Die Beziehung zwischen SOI und Niederschlag an der WS Faro Evangelistas ist am stärksten bei einem Zeitversatz von 0 bis 2 Monaten, wobei der SOI dem Niederschlag vorausgeht. Während der letzten beiden Jahrzehnte (1980 bis 2000) war die Korrelation zwischen meridionalen Luftdruckgradienten, zonaler Windgeschwindigkeit bzw. Niederschlag und dem SOI deutlich höher als während Zeit davor seit 1950.

Sowohl NCEP/NCAR-Reanalysedaten als auch die Stationsdaten der WS Faro Evangelistas zeigen, dass die Korrelation zwischen SOI und Niederschlag im Frühling und Frühsommer (September bis Dezember) und im Herbst (März und April) bei einem Zeitversatz von +0 bis +3 Monaten besonders ausgeprägt und oberhalb des 95%-Niveaus signifikant ist.

6. Untersuchungsgebiet südliche Península Muñoz Gamero

6.1 Topographischer Überblick Península Muñoz Gamero

Die Península Muñoz Gamero zwischen 52°S und 53°S und bei 73°W stellt den östlichen Teil der Kanal- und Inselzone der pazifischen Westküste Patagoniens dar (Abb. 2.3). Beide Teile der Halbinsel sind über eine Landbrücke am Nordostufer des Seno Skyring mit dem Festland verbunden (Abb. 6.1). Auf dem nördlichen Teil der Halbinsel findet sich im Nordwesten der über 1700 m hohe Vulkan Mt. Burney mit seiner kleinen Eiskappe. Die südliche Península Muñoz Gamero trägt im Zentrum neben einigen kleineren Kar- und Hängegletschern die Eiskappe des Gran Campo Nevado (siehe Kap. 6.3.3 und Kap. 7). Der südliche Teil schließt von Westen her direkt an die in diesem Bereich nordwestlich südöstlich verlaufende Magellanstraße an und ist somit nach Westen hin wenig gegen die Einflüsse vom Pazifik geschützt. Auch im Süden begrenzt die Magellanstraße die Halbinsel. Nach Osten hin trennt der Fjord des Canal Garjado die Península Muñoz Gamero von der Isla Riesco, welche wiederum Seno Skyring im Norden von Seno Otway im Süden trennt. Der Canal Garjado schafft, trotz einer Untiefe an der Angostura de los Tempanos (Abb. 4.5, Abb. 6.2), eine direkte Verbindung zwischen Seno Skyring und der Magellanstraße. Im Nordwesten trennen der Ausfluss des Lago Muñoz Gamero und der südwestlich nordöstlich verlaufende gleichnamige See die beiden Teile der Península Muñoz Gamero. Lediglich ganz im Norden des südlichen Teiles am *Paso de los Indios*, der auf einer Strecke von ca. 500 m Seno Skyring vom Lago Muñoz Gamero trennt, ergibt sich eine schmale Landbrücke zum nördlichen Teil der Halbinsel und zum Festland (Abb. 6.1, Abb. 6.2).

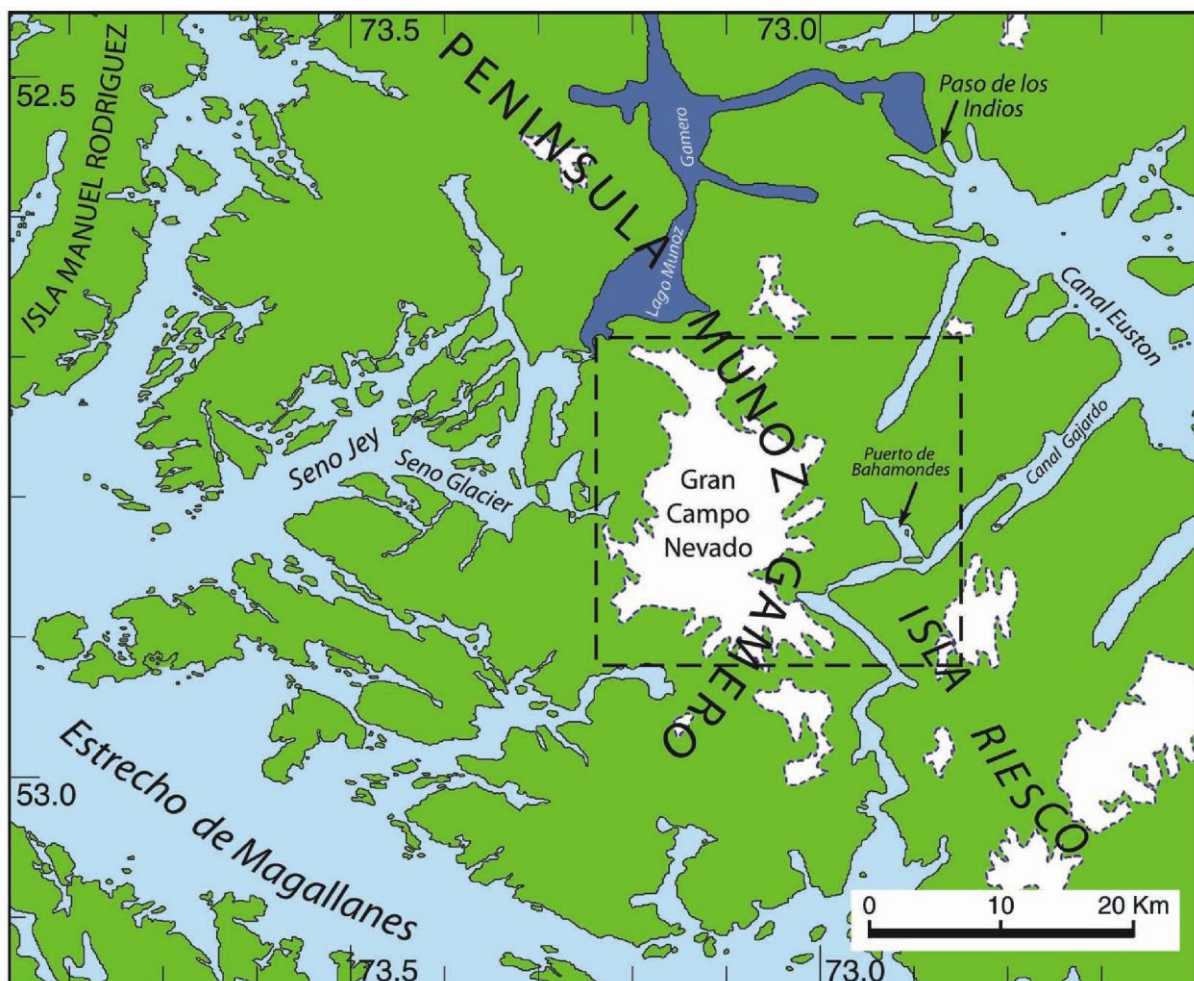


Abb. 6.1 Übersicht Muñoz Gamero Süd (Kartographie: K.-D. Lickert)

6.2 Untersuchungen der Forschungsgruppe Gran Campo Nevado auf der südlichen Península Muñoz Gamero

Die bisherigen Arbeiten der Arbeitsgruppe konzentrieren sich auf den Kernraum um die Puerto Bahamondes an der Nordostseite des Gran Campo Nevado. Dieser Untersuchungsraum liegt am Nordwestrand des Gran Campo Nevado. Die Hochfläche dieser Inseleiskappe erreicht ihren höchsten Punkt auf dem Monte Piramide mit 1740 m und hat eine mittlere Höhe von rund 1200 m ü. d. M., bricht aber an den Rändern in steilen Séracs ab. Über diese Eisbrüche werden zahlreiche, unterhalb der Gleichgewichtslinie liegende Auslassgletscher genährt, die bis annähernd auf Meeresniveau herabreichen. Einige der Auslassgletscher kalben direkt in verschiedene Fjorde (siehe Kap. 7).

Einer dieser Auslassgletscher, inoffiziell als *Glaciar Lengua* bezeichnet, strömt als flache Zunge von fast 4 Kilometern Länge und bis zu 1000 Metern Breite nach Nordosten und ist Gegenstand glaziologischer und klimatologischer Untersuchungen im Rahmen dieses Projektes (siehe Kap. 8). Die Gletscherfront liegt derzeit in einem kleinen, von hohen Moränenwällen umgebenen See, auf 90 m ü. d. M.. Im Vorfeld des Glaciar Lengua öffnet sich ein sanft nach Nordosten fallender Schwemmfächer mit Moorflächen und Waldstreifen, der als jungquartäre Bildung in diesem Teil der Anden eine geomorphologische Besonderheit darstellt. Die seitlichen Begrenzungen des Schwemmfächers bilden die Flanken des *El Camello* (inoffizielle Bezeichnung) im Westen und des *Cérro del los Tréce Cóndores*

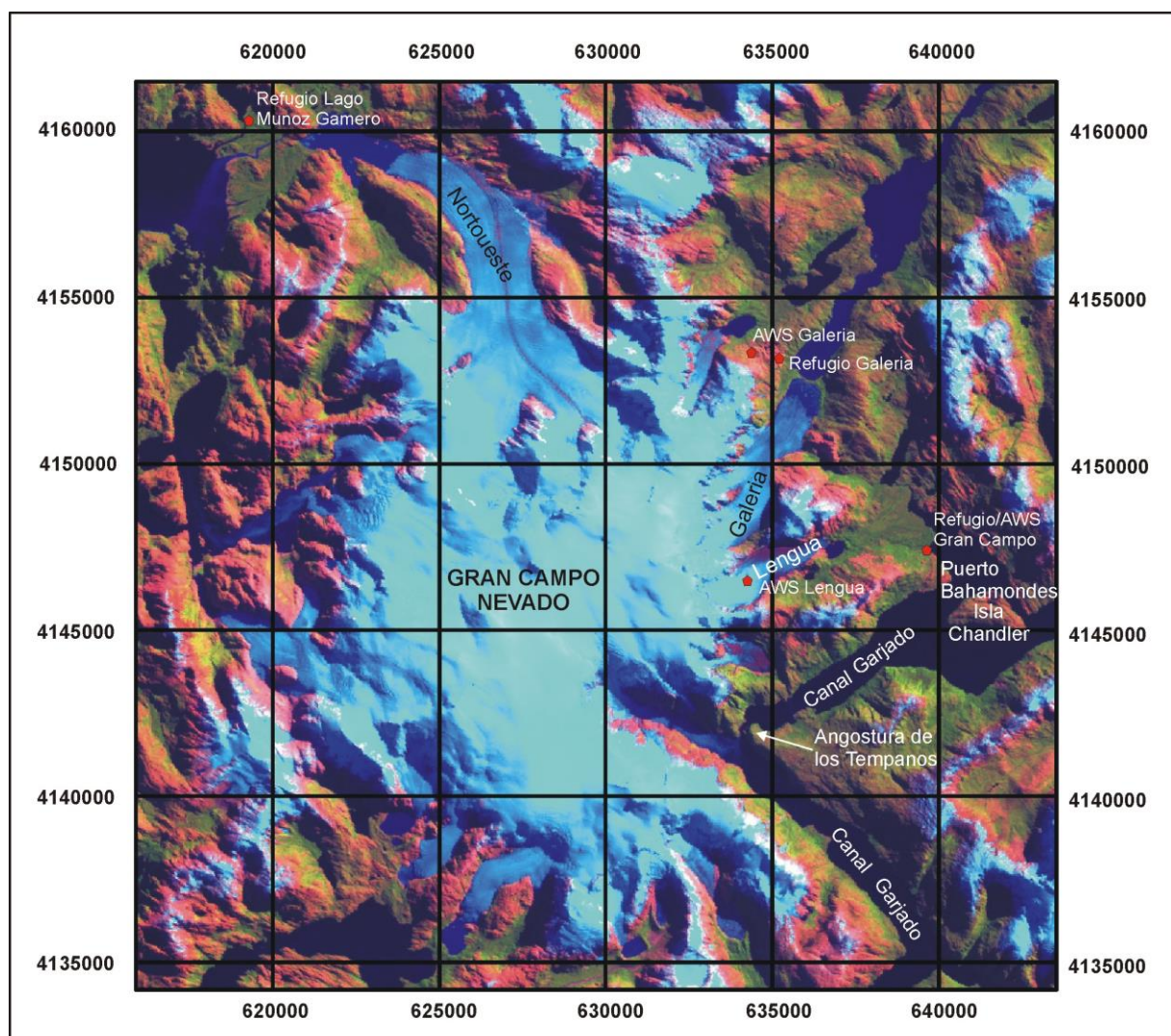


Abb. 6.2 Satellitenbildkarte Gran Campo Nevado, Península Muñoz Gamero Süd; Landsat ETM 8, Aufnahme aus dem Jahre 2002, Falschfarbendarstellung mit den Kanälen 2, 4 und 5; Projektion: UTM (metrische Koordinaten); geodätisches Datum: South America 1969.

(inoffizielle Bezeichnung) im Südosten, zwei Bergmassive mit jeweils etwas mehr als 1000 Metern Höhe und Firnfeldern in den Gipfelbereichen. Der nord-nordöstliche Rand des Schwemmfächers wird von den Ufern der *Puerto Bahamondes* gebildet, einer im Schutz des Gran Campo Nevado liegenden Ausbuchtung des *Canal Gajardo*.

Geologische Kartierungen wurden von FALLER (2001), FISCHBACH (2001) und HOHNER (2001) durchgeführt. Die tektonische Interpretation der Befunde bringt FISCHBACH (2001). Ein Schwerpunkt der Arbeiten liegt in der Interpretation von erbohrten oder echographierten lakustrinen und marinen Sedimentprofilen, sowie in deren Interpretation im Hinblick auf die Paläoumweltbedingungen im Holzän (KILIAN ET AL. 2000, HERTEL 2001, HOHNER 2001, BIESTER ET AL. 2002, KILIAN ET AL. 2003a). HERTEL (2001), BIESTER ET AL. (2002), BIESTER ET AL. (2003) und KEPPLER UND BIESTER (2003) heben dabei besonders auf die Schwermetalldeposition und ihre Konservierung in stratifizierten Torfen ab. Die pollenanalytische Interpretation der Paläoumweltbedingungen am Gran Campo Nevado liefert in diesem Zusammenhang FESQ-MARTIN (2003) (vgl. Kap. 2.6). Die Tephrachronologie des Raumes wurde durch KILIAN ET AL. (2003b) ergänzt. Eine dendroökologische Bearbeitung von Baumscheiben der Art *Pilgerodendron uviferum* findet sich bei KOCH (2000). Die klimatische Einordnung anhand erster eigener Messungen nimmt GLASER (2001) vor und STICKLING (2002) gibt einen Überblick über die Vegetationsgesellschaften, die Sukzessionsstadien auf Moränen und die ökologische Verzahnung von Wald- und Niedermoorgesellschaften im Bereich der Puerto Bahamondes (vgl. Kap. 6.3). Auf die geomorphologischen Arbeiten von KOCH UND KILIAN (2003) zu den Moränen der sogenannten 'Kleinen Eiszeit' am Gran Campo Nevado wurde bereits in Kap. 2.6 Bezug genommen. Die von HOHNER (2001) ausgearbeitete geomorphologische Kartierung des Sedimentkörpers an der Puerto Bahamondes wird in Kap. 6.3 näher erörtert.



Abb. 6.3 Frostsprengung und Sortierung am *Cérro de los Trèce Cónderes*, Gran Campo Nevado, Chile.

6.3 Physische Geographie des Raums

Die physische Geographie des bearbeiteten Raumes wird hier nicht in aller Breite vorgestellt. Vielmehr werden an dieser Stelle nur einzelne Aspekte aus den Bereichen Geomorphologie und Vegetationsgeographie ergänzt, die über das in Kap. 2 Ausgeführte hinausgehen. Bezüglich der Klimageographie des Raumes wird auf Kap. 4 verwiesen.

6.3.1 Geomorphologie

Der Hürtling des Gebirgsmassives des Gran Campo Nevado besteht vermutlich weitestgehend aus intrusiven Gesteinen, die in die umgebenden Metamorphite eingebunden sind (KILIAN, persönliche Mitteilung 2003, FISCHBACH 2001). Die glaziale Überprägung des Raumes hat zu einer Versteilung und Akzentuierung des Reliefs mit der Herausbildung von Fjorden, Trogtälern, Gipfelgraten etc. geführt (Abb. 2.33). Gletscherschliff mit der Ausbildung von Transfluenzpasssen und vielfältigen Rundhöckern prägen die Mesoformen des Gebiets (Abb. 2.34). Im Umfeld der Gletscher sind rezente Moränenablagerungen ausgeprägt und Geschiebe von Grund- oder Absatzmoränen sind an exponierteren Standorten vielfältig erhalten. Aufgrund des übersteilten Reliefs sind rezente Massenselbstbewegungen in Form von Murgängen, Erdschlipfen, Vegetationsabrissen sowie Fels- und Bergstürzen erkennbar. In den Höhenlagen sind Frostsprengung und Frostsartierung wichtige aktuell formbildende Prozesse (Abb. 6.3).

Hinzu kommen als wichtige Prozesse der Geomorphodynamik Solifluktion in den Hängen und lineare Erosion entlang der Gerinne bei hohem Niederschlag und ausgeprägtem Relief. In den Tallagen entstehen nahe des Meeresniveaus Sedimentkörper entlang der Flüsse und im Bereich von Deltaschüttungen. Die detaillierte Kartierung eines solchen Sedimentkörpers in der Puerto Bahamondes (Abb. 6.4) wurde während der Geländephase 2000 unter Mitarbeit von M. Hohner, R. Kilian, J. Koch, C. Schneider und M. Stickling vorgenommen und von HOHNER (2001) ausgearbeitet (Abb. 6.5). Die schluffigen bis tonigen Sedimente deuten dabei auf eine Deltaschüttung hin. Aufgrund der Verzahnung einer Tephralage der Eruption des Monte Burney vor 3770 Jahren mit den Sedimenten der oberen Terrasse kann auf eine späte Heraushebung des Sedimentkörpers über den Wasserspiegel kurz nach 3770 Jahre vor heute geschlossen werden. Die jüngeren, unteren Terrassen sind demnach spätholozäne Bildungen durch Stranderosion entlang der Puerto Bahamondes und fluviale Rinnen mit subsequenter Akkumulation entlang des Río Lengua und des Baches 'Lengua



Abb. 6.4 Überblick über den Sedimentkörper (Schwemmfächer und Deltaschüttung) des Río Lengua in der Puerto Bahamondes, Chile.

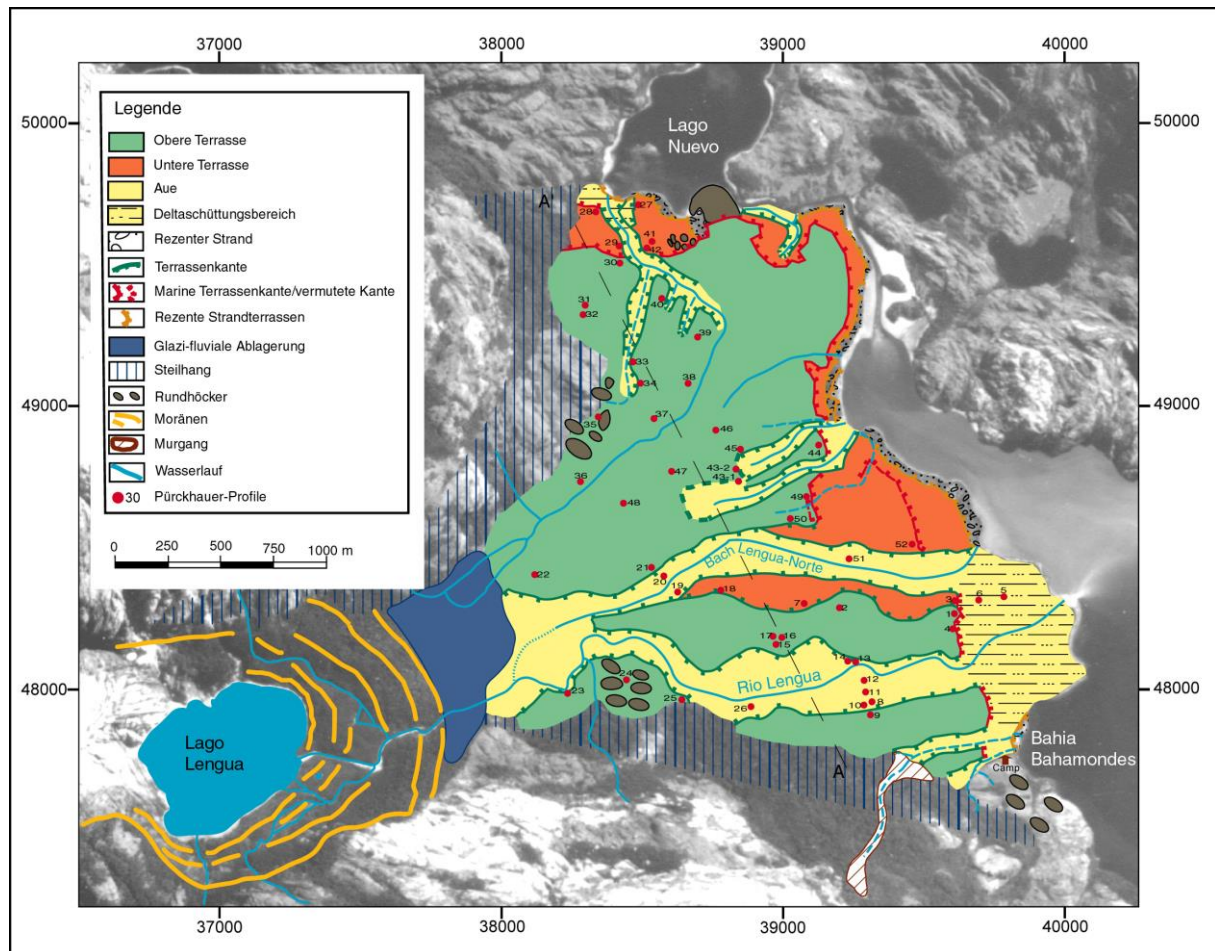


Abb. 6.5 Geomorphologische Kartierung des Sedimentkörpers des Río Lengua, Puerto Bahamondes, Chile. (verändert aus: HOHNER 2001).

Norte' sowie entlang der anderen kleinen Rinnen. Die Sedimente der unteren Terrasse und der rezenten Aue weisen vermehrt kiesige Lagen oder gar fluviale Schotter auf. Die glazio-isostatische Hebung des Gran Campo Nevado überstieg also im Holozän den eustatischen Meeresspiegelanstieg. Erhärtet wird der Befund durch den Übergang von mariner zu lakustrischer Sedimentation im Bohrprofil des Lago Martillo (heute bei 17 m ü. d. M.) vor 5600 Jahren (HOHNER 2001, KILIAN ET AL. 2000). Die Nettoheraushebung lässt sich also im Bereich einiger Zehnermeter abgrenzen (HOHNER 2001).

Der Kranz spätholozäner Moränen - zumeist aus der 'Kleinen Eiszeit' um den proglazialen See 'Lago Lengua' wurde bereits in Kap. 2.6 im Zusammenhang mit der Vereisungsgeschichte des Raums (KOCH UND KILIAN 2003) erläutert.

6.3.2 Vegetationsgeographie

Die Waldgesellschaften des Sedimentkörpers zwischen Glaciar Lengua und der Küstenlinie an der Puerto Bahamondes am Nordostrand des Gran Campo Nevado wurden von STICKLING (2002) detailliert untersucht und in ihren ökologischen Wechselwirkungen interpretiert (Abb. 6.6). Dabei zeigt sich, dass die Waldbestände eng an die durch bessere Drainagebedingungen geknüpften Bach- und Flussläufe gebunden sind. Auf flachliegenden schlecht drainierten Standorten wächst hingegen über den schluffigen bis tonigen Sedimenten (siehe Kap. 6.3.1) ein Niedermoor mit den Hauptarten *Astelia* und *Donatia* auf. Pionierart unter den Gehölzen ist neben einigen Sträuchern sowohl am Übergang zu den Moorflächen als auch auf jungen Moränen und im Bereich von Murgängen die laubwerfende Südbuchenart *Nothofagus antarctica*. Am Übergang zu Grasheiden oder Niedermoorflächen

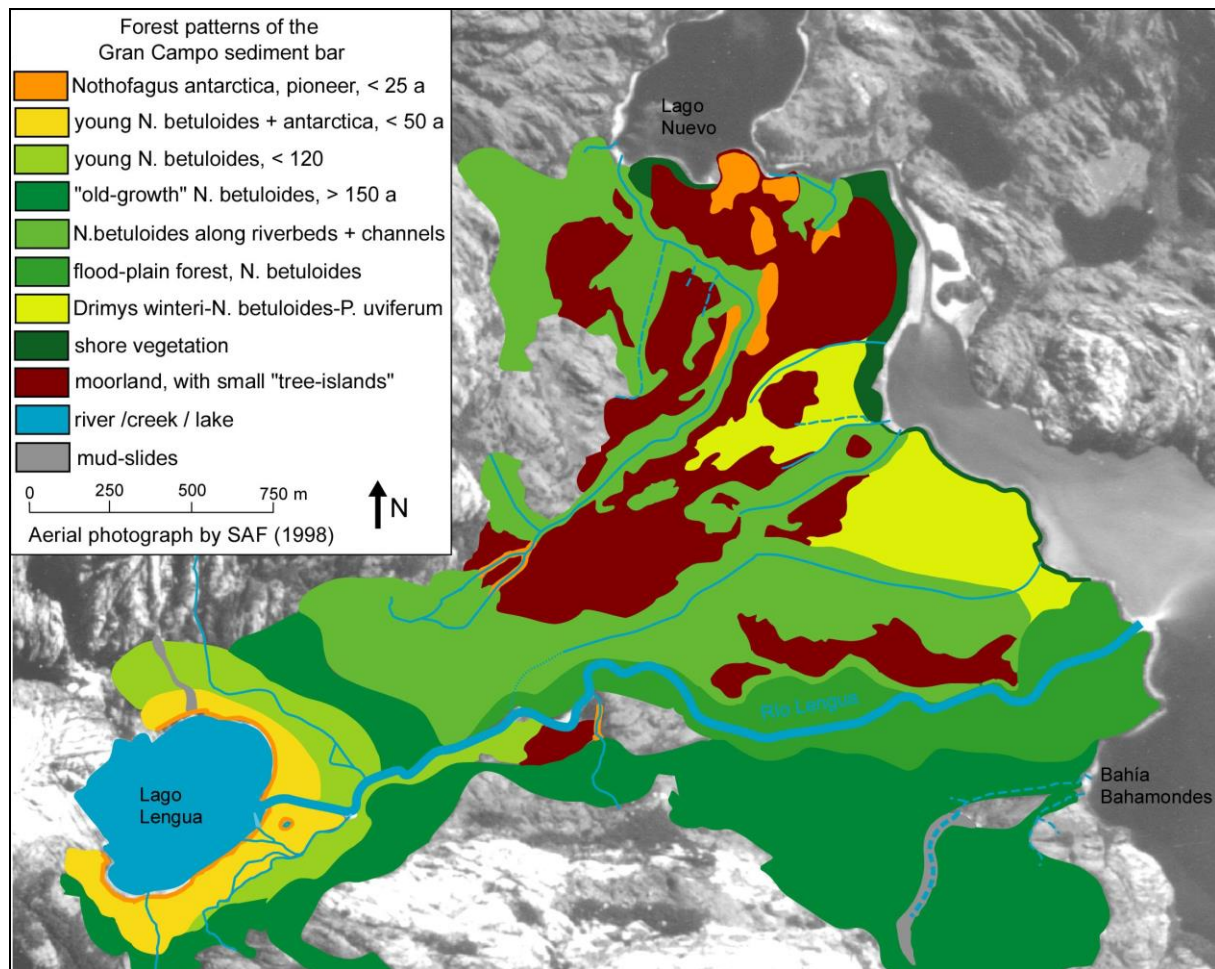


Abb. 6.6 Vegetationsgeographische Kartierung des Sedimentkörpers des Río Lengua, Puerto Bahamondes, Chile. (verändert aus: STICKLING 2002).

tritt die Konifere *Pilgerodendron uviferum* als Pioniergehölz hinzu. Im Bereich drainierter Standorte auf Moränen oder z. B. nach Murabgängen ist in der Krautschicht *Gunnera magellanica* als Pionierart von großer Bedeutung. *N. antarctica* bildet in einer Höhe von ca. 450 m ü. d. M. auch die Baumgrenze aus. Auf gut drainierten Moränen und in geschützten Hanglagen setzt sich im Laufe der Sukzession eine Gesellschaft mit der immergrünen Südbuchenart *Nothofagus betuloides* als bestandsbildender Art durch. Im Klimaxstadium tritt neben den schon genannten Vertretern *N. antarctica* und *P. uviferum* im Bereich von Windbruchflächen und anderen Lichtungen *Drimys winteri* hinzu. Diese Art nimmt vor allem im Bereich der Bachbegleitvegetation und in den Aueflächen entlang des Río Lengua einen größeren Anteil ein. In der Kampfzone zwischen Niedermoor und Beständen von *N. betuloides* ist letztere Einheit maßgeblich vom Zwergstrauch *Empetrum rubrum* durchsetzt.

6.3.3 Vergletscherung auf der Península Muñoz Gamero

Unter den bis dato nicht inventarisierten vergletscherten Gebieten Chiles in der 12. Region Chiles (Region Magallanes) nennt CASASSA (1995) neben den Gletschern der Cordillera Sarmiento und der Gletscher der südwestlichen Inseln Riesco, Santa Inès und Hoste noch die Cordillera Darwin auf Feuerland und die Gletscher der Peninsula Muñoz Gamero. Diese umfasst wiederum neben kleinen Kargletschern und Gipfelvereisungen vor allem die Eiskappe um den Vulkan Monte Burney im Norden der Halbinsel und die Eiskappe des Gran Campo Nevado im Süden.

Die Vergletscherung auf der an das Gran Campo Nevado östlich anschließenden Isla Riesco wurde von CASASSA ET AL. (2002) auf 215 km², bestehend aus 3 kleineren Eiskappen und einigen Dutzend kleinerer Gebirgsgletscher, bestimmt. LLIBOUTRY (1956) schätzt die Vereisungsfläche auf der Península Muñoz Gamero auf 200 km². Das Gran Campo Nevado wird bei PASKOFF (1996) im Atlas der Reliefformen Chiles unter den Gletscherformen als Beispiel einer schildförmigen Eiskappe mit radial abfließenden Auslassgletschern angeführt. Das Bergmassiv des Gran Campo Nevado mit seiner heutigen bescheidenen Eiskappe stellt die Quelle der Vergletscherung für das große Stammbecken des Seno Skyring im Osten in den vergangenen Kaltzeiten dar (KILIAN ET AL. 2003a).

Auf das im Zuge der Arbeiten des Gran-Campo-Forschungsprojektes entstandene Gletscherinventar und die daraus abgeleiteten Erkenntnisse über Geographie und Glaziologie der Eiskappe des Gran Campo Nevado wird in Kap. 7 und Kap. 8 im Detail eingegangen.

7. Gletscherinventar Gran Campo Nevado

7.1 Methodik und Datenmaterial

7.1.1 Vorgehensweise

Die Erarbeitung des Gletscherinventars der südlichen Peninsula Muñoz Gamero basiert auf einer innerhalb der Arbeitsgruppe angefertigten unveröffentlichten Magisterarbeit (SCHNIRCH 2001), die im weiteren Projektverlauf ergänzt (SCHNIRCH ET AL. 2002, 2003) und anschließend für die hier vorgelegte Darstellung erweitert wurde. Die Untersuchung der Gletscherstandsänderungen in Verbindung mit der Aufnahme eines Gletscherinventars beruht auf Datensätzen, die mit Methoden der Fernerkundung und Geoinformatik erzeugt und bearbeitet wurden. Die wichtigste Datengrundlage bei der Untersuchung der Gletscher boten Ortholuftbilder der vergletscherten Gebiete sowie zwei prozessierte Landsat TM-Satellitenbildszenen. Voraussetzung für die Erstellung von Ortholuftbildern ist die Ableitung eines digitalen Geländemodells (DGM) für das Untersuchungsgebiet und die angrenzenden vergletscherten Gebiete. Die ursprüngliche Absicht, die Messungen für die zur Interpolation des DGM notwendigen Stützpunkte ausschließlich durch die photogrammetrische Auswertung der vorhandenen Luftbildaufnahmen des Jahres 1998 zu erhalten, wurde im Verlaufe der Auswertungen aufgegeben. Datengrundlage und technische Ausrüstung, die zur Verfügung standen, ließen eine weitgehend automatisierte Arbeitsweise nicht zu. Die erreichbaren Genauigkeiten waren in etwa ähnlich, gleichzeitig der Aufwand jedoch ungleich höher, als bei der Ableitung eines DGM mit Hilfe eines GIS. Das Vorgehen bestand daher im Wesentlichen aus der Digitalisierung und anschließenden Interpolation von Höhenlinien, die aus topographischen Karten gewonnen wurden. Das Erstellen des DGM mit Hilfe einer

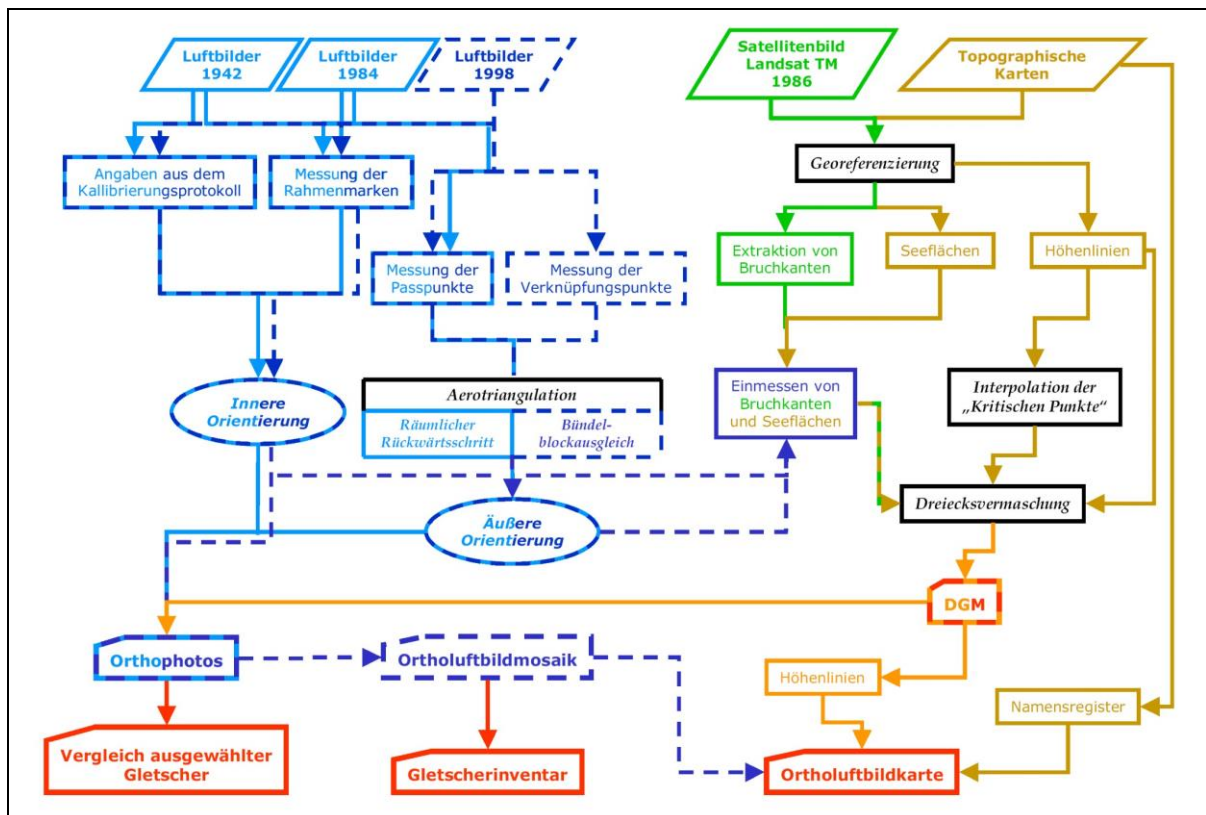


Abb. 7.1 Übersicht über die Vorgehensweise zur Erstellung des Gletscherinventars; *blau*: Luftbildauswertung *grün*: Satellitenbildauswertung, *braun*: Auswertung der Karteninformation; *orange*: DGM-Verarbeitung; *rot*: Ergebnisse, *schwarz*: wichtige methodische Schritte (aus: SCHNIRCH 2001)

Dreiecksvermaschung (engl. *Triangular Irregular Network*, TIN) ermöglichte die Integration von allen topographischen Informationen, die aus den zur Verfügung stehenden Informationsquellen gewonnen werden konnten. Mit Hilfe des auf diese Weise erzeugten Geländemodells konnten zusätzlich auch die älteren Aufnahmeserien der Luftbilder mit zufriedenstellender Genauigkeit differentiell entzerrt und so zu digitalen Ortholuftbildern umgerechnet werden.

7.1.2 Hilfsmittel und Software

Sämtliche Arbeiten wurden unter Verwendung handelsüblicher Hardware (Standard Personal Computer, Büros Scanner) durchgeführt. Spezielle photogrammetrische Analyse- und Auswertegeräte wurden dabei nicht eingesetzt. Einige Arbeitsschritte der Luftbilddauswertung wurden am Geographischen Institut der Universität Düsseldorf mit freundlicher Unterstützung von Dr. W. Linder und Prof. Dr. E. Jordan durchgeführt (z. B. die Bündelblockausgleichung mit dem Programm *BLUH*, entwickelt an der Universität Hannover). Freundlicherweise wurde in diesem Zusammenhang die an der Universität Düsseldorf von W. Linder entwickelte Software *LISA* mit dem Photogrammetrie-Modul *FOTO* zur Verfügung gestellt. Die Arbeiten der Datenerfassung und DGM-Erzeugung sowie der Datenintegration stützen sich hauptsächlich auf *ArcView GIS* der Firma ESRI Inc., inklusive einiger Erweiterungsmodule (sog. „*Extensions*“). Das Programm bot nach Erzeugung der Ortholuftbilder auch die Möglichkeit zur Erstellung einer Orthophotokarte. Ebenfalls zum Einsatz kam die GIS- und Fernerkundungssoftware *IDRISI 32* von Clark Labs, University of Massachusetts. Satellitenbildverarbeitung und -interpretation wurde zum Teil mit dem Softwarepaket ERDAS Imagine vorgenommen. Das Gletscherinventar wurde innerhalb der GIS Software ARCVIEW und IDRISI realisiert.

7.1.3 Fernerkundungsdatensätze und Vorverarbeitung

Das Luftbildmaterial wurde ausschließlich über das Instituto Geográfico Militar Chiles in Santiago bezogen. Es war leider nicht möglich, transparente Kontaktabzüge auf verzerrungsarmem Filmmaterial zu bekommen, die mit einem photogrammetrischen Scanner digitalisiert werden könnten. Daher mussten die Arbeiten mit Papierbildvorlagen auf Photopapier durchgeführt werden.

7.1.3.1 Bildserien

Es liegen Luftbilder von drei verschiedenen Befliegungskampagnen vor (vgl. Tab. 7.1):

- 1942:** Die Befliegung durch die US Air Force im Jahre 1942 war keine systematische Luftbildbefliegung für photogrammetrische Auswertung. So wurden gleichzeitig drei Bilder, jeweils eine Nadir und zwei Schrägaufnahmen rechts und links zur Flugrichtung aufgenommen. Die Bildüberdeckung des Untersuchungsgebietes kommt somit "zufällig" zustande. Dennoch haben auch diese Aufnahmen einen hohen Informationsgehalt, auch wenn er nicht in letzter Konsequenz photogrammetrisch ausgewertet werden kann. Die Bilder weisen deutliche Radialverzeichnungen auf, die wahrscheinlich durch das Objektiv hervorgerufen wurden und durch die lange Lagerungszeit der Negative noch verstärkt sind. Die Rahmenmarken sind nur undeutlich auszumachen und teilweise beschädigt. Es lag kein Kamerakalibrierungsprotokoll vor.
- 1984:** Die Befliegung von 1984 wurde wahrscheinlich mit der Absicht der kartographischen Auswertung und photogrammetrischen Erfassung durchgeführt. Sie bildet gemäß der Legendeninformation die Grundlage der Topographischen Karte (TK) 1: 100 000

„Golfo Xaultegua“ und wahrscheinlich auch des nördlichen Anschlussblatts „Lago Muñoz Gamero“ des Instituto Geográfico Militar Chiles - entgegen anderslautenden Angaben der Kartenlegende (vgl. Tab. 7.2). Dies ergibt sich aus dem genauen Vergleich der Karte mit den Luftbildern. Der Kontrast ist sehr gut, die Qualität der Abzüge teilweise aber nur mittelmäßig. Nur wenige Schattenpartien mit Schlagschatten und einige Gletscherflächen sind nicht auswertbar. Diese sind bereits auf den TK eingezeichnet und vermerkt.

1998: Die Befliegung des Jahres 1998 ist für photogrammetrische Untersuchungen nur bedingt einsetzbar. Extreme Kontrastunterschiede zwischen Schattenpartien und den Schnee- und Gletscherflächen der GCNE bilden eine große Schwierigkeit für die Auswertung. Auf Papierabzügen mit üblicherweise geringerem Kontrastumfang als bei Originalfilmmaterial werden entweder die hellen Schneeflächen einheitlich und

Luftbilder 1942 (5 Stück)	
Datum / Uhrzeit	1942, genaues Datum und Uhrzeit unbekannt
Kamera	unbekannt
Maßstab	1:38.000
Flughöhe	unbekannt
Medium	Analogabzüge Papierbilder
Organisation	US Air Force
Bildkennung	91PC 5M 4028-504; V 211, V 212, V 217-V 219
Bemerkung	keine Nebenabbildungen am Bildrand, insgesamt mäßig bis schlechte Schärfe, mittlerer bis sehr schlechter Kontrast, deutliche Verzerrungen und Unschärfen, zu den Bildrändern zunehmend, Kratzer und Staub auf Originalvorlagen.
Luftbilder 1984 (8 Stück)	
Datum / Uhrzeit	30. März 1984, 11.59 Uhr - 12.59 Uhr
Kamera	Wild RC10, Objektiv: Wild Universal Aviogon (UAG) II, Nr. 3078, Kammerkonstante: 153.054 mm
Maßstab	ca. 1:60 000
Flughöhe	29.000 Fuß bzw. 32.500 Fuß
Medium	Analogabzüge, Papierbilder
Organisation	SAF
Bildkennung	CH 60, SAF 84 S18, Estrecho Mag 022157, 022160, 022170, 022173-022175, 022259, 022260
Bemerkung	Abzüge 022157 - 022175 mit insgesamt gutem Kontrast, auch auf Schnee- und Eisflächen; Abzüge 022259/60 mit schlechterer Qualität, zu dunkel, zu hoher Kontrast, Helligkeitsabfall am rechten Bildrand.
Luftbilder 1998 (zwei Serien 12 bzw. 13 Stück)	
Datum / Uhrzeit	21. Februar 1998, 10.45 Uhr - 11.40 Uhr
Kamera	Wild RC 10, Objektiv: Wild UAG II, Nr 3071, Kammerkonstante: 152.96 mm
Maßstab	ca. 1:79 000
Flughöhe	40.850 Fuß
Medium	
Organisation	SAF
Bildkennung	'GEOTEC 1:70 000', S18, Pta. Arenas, L09 - L10 Serie 1 Nr.: 012070-012075, 012123-012128 Serie 2 Nr.: 012068-012069, 012071-012074, 012122-012128
Bemerkung	Serie 1: sehr kontrastarm in schneebedeckten Gebieten, relativ stark verschmutzt durch Feldkampagnen Serie 2: deutlich besserer Kontrast auf Schnee und Eisflächen, kaum Verunreinigungen

Tab. 7.1 Metadaten zu den verwendeten Luftbildserien.

unstrukturiert weiß, und die anderen Partien mit befriedigendem Kontrast (*Serie 1*) dargestellt, oder die Strukturen auf den schneebedeckten Gebieten sind etwas besser zu erkennen, gleichzeitig erscheinen aber die anderen Bildpartien einheitlich schwarz (*Serie 2*).

Die Luftbilder stehen lediglich als Papierabzüge zur Verfügung (s. o.) und zudem war ein Satz der Luftbilder (1998, Serie 1) bereits auf Feldkampagnen zum Einsatz gekommen und dementsprechend in Mitleidenschaft gezogen. Dem vorzuziehen ist Bildmaterial im Original oder als transparenter Kontaktabzug, so dass photogrammetrische Scanner eingesetzt werden können und auch der Kontrastumfang des Filmmaterials nicht durch die Fotoreproduktion vermindert wird. Der einzige vollständige Datensatz stammt von der Befliegung 1998. Der mittlere Bildmaßstab beträgt hierbei ca. 1: 79 000 (vgl. Tab. 7.1). Frühere Befliegungen waren etwas tiefer geflogen und boten daher eine höhere Detaildichte und -information. Aus der relativ hohen Flughöhe ergibt sich bei Verwendung der ansonsten fast identischen Kameraausrüstung ein deutlich schlechteres Höhen-Basis-Verhältnis, was sich nachteilig auf die Genauigkeit der Höhenmessung auswirkt (SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1979, LINDER 2001).

Schwierigkeiten bei der Luftbildauswertung von Gletscherregionen ergeben sich häufig aus der Unzugänglichkeit und Abgeschiedenheit der Untersuchungsgebiete, die eine Vorbereitung der Befliegungskampagne (wie z.B. Signalisierung von Passpunkten) oft nicht zulässt. Zudem fehlt in abgelegenen Regionen der Erde oft eine zuverlässige und ausreichend genaue Kartengrundlage, mit denen dieses Problem teilweise ausgeglichen werden könnte. Ebenso führen die starke Lichtreflexion auf Schnee - und Gletscherflächen zusammen mit extremen Kontrastunterschieden gegenüber dunklen Fels- und Schattenpartien zu Problemen. Diese Problematik ist keinesfalls neu, jedoch konnten bisher noch keine völlig überzeugenden Lösungen vorgeschlagen werden (vgl. WROBEL ET AL. 2000)

7.1.3.2 Bestimmung der Orientierungsparameter der Luftbilder mittels Aerotriangulation

Für die Lösung der photogrammetrischen Aufgaben muss eine mathematische Abhängigkeit zwischen Gelände- und Bildkoordinaten formuliert werden. Im photogrammetrischen Sinne bedeutet dies, dass die Strahlenbündel durch das Projektionszentrum wieder hergestellt werden müssen. Dazu müssen die sog. Orientierungsparameter der Aufnahmen bekannt sein. Der Begriff der Orientierung wird in der Photogrammetrie vielfach genutzt. Er beschreibt dabei die geometrischen Zusammenhänge „im und um“ das Messbild. Grundsätzlich werden *Innere*, *Äußere*, *Relative* (gegenseitige) und *Absolute Orientierung* unterschieden (PRZYBILLA 2001). Eine genaue Diskussion der zugrundeliegenden Theorie findet sich z. B. bei HILDEBRANDT (1996).

Die Innere Orientierung beschreibt die geometrischen Verhältnisse in der Aufnahmekamera. Die Äußere Orientierung beschreibt die Lage des Projektionszentrums (des Bildes) im Raum. Durch die Parameter der Inneren und der Äußeren Orientierung ist die Zentralperspektive eindeutig festgelegt.

Die Relative Orientierung beschreibt die räumliche Lage zweier Bilder zueinander, welche über gemeinsame Bildbereiche verfügen. Die beiden Bilder bilden ein sog. „*photogrammetrisches Modell*“. In der bei dieser Untersuchung verwendeten photogrammetrischen Software muss keine Relative Orientierung der Modelle durchgeführt werden.

Die Absolute Orientierung wird auch als „*Räumliche Helmertransformations*“ bezeichnet. Sie beschreibt die notwendigen Transformationen, um ein photogrammetrisches Modell in ein übergeordnetes Koordinatensystem zu überführen (HILDEBRANDT 1996). Diese Orientierung ist ebenfalls nur bei der Verwendung von Stereomodellen notwendig, die einer Relativen Orientierung bedürfen. Daher sind für diese Studie vor allem die Innere und die Äußere Orientierung genauer zu betrachten:

Innere Orientierung: Die Parameter der Inneren Orientierung einer Aufnahmekamera (Messkammer) beschreiben die Lage des Projektionszentrums O im kamerafesten Bildkoordinatensystem sowie Abweichungen vom mathematischen Modell der Zentralperspektive. Notwendige Angaben dafür sind:

- die Kammerkonstante (c_k)
- Lage des Bildhauptpunktes (H')
- ggf. Angaben über Verzeichnungen und/oder chromatische Aberrationen der Messkammer.

Diese Angaben werden in der Regel durch Ausmessen der Bildrahmenmarken erhalten oder sind dem Kamerakalibrierungsprotokoll zu entnehmen (Tab. 7.1). Dadurch ist das Bildkoordinatensystem mit den Achsen x_0 , y_0 und z_0 definiert (vgl. Abb. 7.2).

Für die Befliegungen der Jahre 1984 und 1998 lagen Kalibrierungsprotokolle der Messkammern vor, so dass eine Innere Orientierung möglich ist. Lediglich die schlecht zu erkennenden Rahmenmarken-Mitten erschwerten die Messungen. Für die Bildserie 1942 mussten näherungsweise Kameraparameter definiert werden, wofür LISA FOTO ein spezielles Modul zur Verfügung stellt. Probleme ergaben sich hierbei durch die fehlende Dokumentation der Aufnahmen und die teilweise beschädigten Rahmenmarken. Die Ortholuftbilder dieser Serie weisen u.a. deshalb die größten Lageungenauigkeiten auf.

Äußere Orientierung: Die Äußere Orientierung eines Luftbilds beschreibt die Lage des Projektionszentrums O bei der Aufnahme im Raum und die Richtung der Aufnahmeachse, demnach auch die Ausrichtung des Aufnahmestrahlenbündels. Insgesamt sind sechs Angaben notwendig (vgl. Abb. 7.3):

- die Raumkoordinaten des Projektionszentrums x_0 , y_0 , z_0 und
- die Drehwinkel ω , φ , χ .

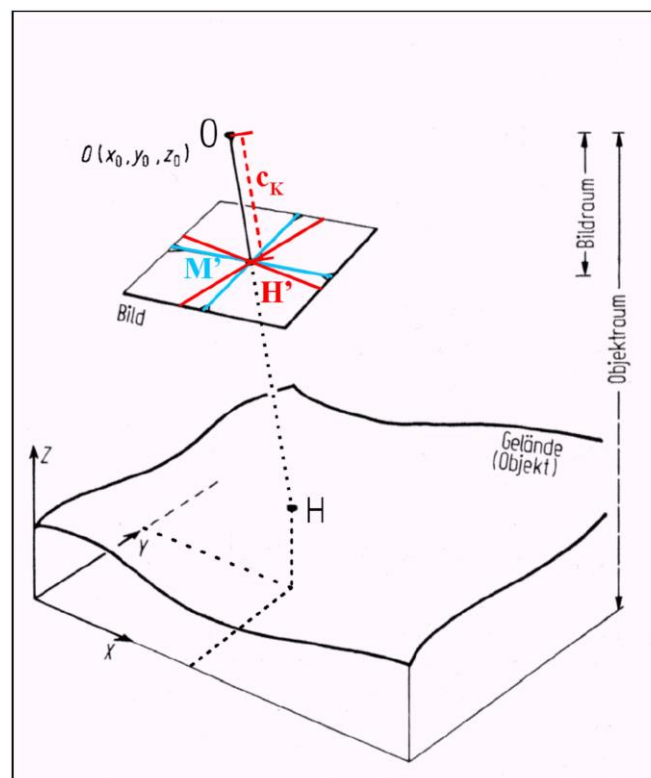


Abb. 7.2 Die Parameter der Inneren Orientierung (verändert aus: SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1976).

Für die Bestimmung der Parameter der Äußeren Orientierung stehen verschiedene Verfahren zur Auswahl. Einzelbilder können mit der Methode des Räumlichen Rückwärtsschritts behandelt werden.

Es können aus einem Einzelbild nicht ohne weiteres räumliche Objekte rekonstruiert werden. Hierzu müssen zusätzliche Informationen über das Relief vorliegen (SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1976). Es ist allerdings rechnerisch eine Näherungslösung für die Parameter der Äußeren Orientierung eines Luftbilds möglich, sofern die Innere Orientierung, sowie mindestens drei Vollpasspunkte gegeben sind. Entscheidend für die Güte der Näherungslösung ist die Genauigkeit, Anzahl und Verteilung der Passpunkte im Bild. Nachteilig bei diesem Verfahren ist, dass die Information der sich schneidenden homologen Bildstrahlen auf mehreren Bildern nicht genutzt werden kann. Die erreichten Genauigkeiten liegen daher deutlich unter denen der fortgeschrittenen Verfahren der Aerotriangulation. Ist die Äußere Orientierung des Einzelbildes berechnet, können beliebige Punkte (gegebener Höhe z) bezüglich ihrer Lage (x, y) vermessen werden, die dritte Dimension (z -Wert) kann allerdings nicht direkt bestimmt werden (SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN, 1976). Ist allerdings ein DGM vorhanden, können die Verfahren der digitalen Orthobilderzeugung angewandt (siehe Kap. 7.3) und das Einzelbild so einer differentiellen Vollentzerrung unterzogen werden (HILDEBRANDT 1996). Das Prinzip des räumlichen Rückwärtsschritts bildet auch die Grundlage der Bestimmung der Parameter der Äußeren Orientierung bei der Bündelblockausgleichung.

Für die Gewinnung von Passpunktkoordinaten ist die Aerotriangulation als räumliche Aerotriangulation von Bildstreifen (Abb. 7.4) entwickelt worden. Sie gilt heute als „*der allgemeine Fall der photogrammetrischen Punktbestimmung bei mehr als zwei Bildern*“ (SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1976). Von der Triangulation einzelner Bildstreifen

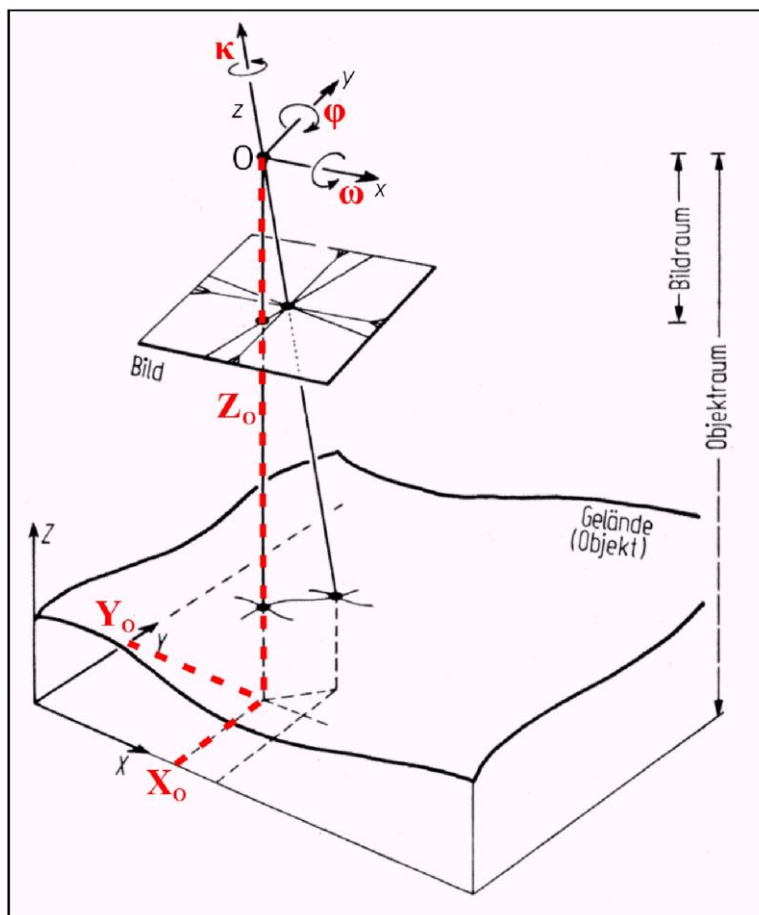


Abb. 7.3 Die Parameter der Äußeren Orientierung (verändert aus: SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1976).

führte die Entwicklung zur Verarbeitung von mehreren aneinanderliegenden Streifen, sog. *Bildblöcke*, und damit zu den Verfahren der *Blockausgleichung*. Voraussetzung für alle Verfahren der Blockausgleichung sind Aufnahmeserien von Bildern mit mindestens 60% Längsüberdeckung und 20% Querüberdeckung. Die Bündelmethode ist das mathematisch strengste Verfahren der Aerotriangulation (HILDEBRANDT 1996). Über die Strahlenbündel der Bilder des Blockverbandes werden diese miteinander verbunden (Abb. 7.5). Dies entspricht dem gleichzeitigen räumlichen Rückwärtsschritt aller Bilder des Blocks. Dabei wird der „Umweg“ über relativ orientierte photogrammetrische (Stereo-)Modelle vermieden. Die Blockausgleichung arbeitet mit den Bildkoordinaten der homologen Verknüpfungspunkte und stellt zwischen diesen widerspruchsfreie Verbindungen her. Der Zusammenhang zwischen den Bildkoordinaten und Geländekoordinaten des Blocks (d.h. die Absolute Orientierung) wird über Passpunkte hergestellt.

Für die Ausgleichsrechnung und Bestimmung der vollständigen Orientierungsparameter müssen die Daten der Inneren Orientierung jedes Bildes im Block und die Geländekoordinaten der Passpunkte bereits vorliegen. Als Eingabedaten für die Blockausgleichung stehen folglich zur Verfügung:

- die Parameter der *Inneren Orientierung*,
- die Geländekoordinaten der Lage-, Höhen- und Vollpasspunkte sowie
- die Bildkoordinaten der Pass- und Verknüpfungspunkte aus allen Bildern, in denen sie vorkommen.

Gesucht und berechnet werden die Parameter der *Äußeren Orientierung* der Bilder. Die dreidimensionalen Geländekoordinaten der Verknüpfungspunkte sowie beliebiger, weiterer homologer Bildpunkte lassen sich daraus im Anschluss ebenfalls berechnen. Dies bildet häufig die Grundlage für die Erfassung der Primärdaten für DGM und/oder für Ortholuftbilder. Die Bündelmethode arbeitet iterativ und versucht eine schrittweise Annäherung der Strahlenbündel durch Verschiebung der Projektionszentren in X, Y, Z-Richtung sowie durch Drehung um die Achsen des Bildkoordinatensystems, so dass sich die homologen Strahlen aller Verknüpfungspunkte schließlich mit bester Näherung

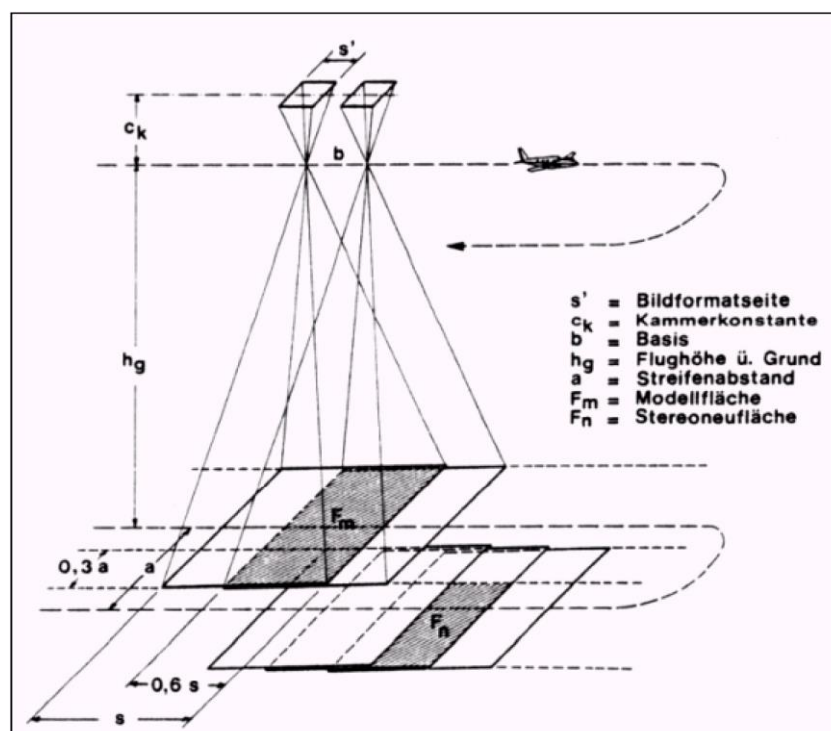


Abb. 7.4 Anordnung eines Bildfluges (aus: WEIMANN 1984).

Topographische Karten	
Koordinatensystem	UTM, Zone 18 S, Südamerikanisches Datum von 1969 (SA 69)
Maßstab	1:100 000
Medium	Druck auf Papier
Organisation	Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile
Bemerkung	Die Karten wurden auf Grundlage von Luftbildauswertungen erstellt. Sie umfassen eine vierfarbige Darstellung mit Höhenlinien und groben Einteilungen der Oberflächenbedeckung. Besonders kontrastarme Gebiete der Luftbilder, die nicht für eine photogrammetrische Auswertung geeignet waren, wurden nicht erfasst und sind entsprechend gekennzeichnet.
TK Lago Muñoz Gamero	
Datum	1. Auflage 1984
Benennung	Lago Muñoz Gamero, 5230 - 7245
Kartengrundlage	Luftbildmaterial von 1979 (teilweise 1984)
Entzerrung	Quadratische Transformation (Affintransformation 2. Grades) Anzahl Passpunkte: 20, gleichmäßig verteilt Lagegenauigkeit: RMS-Fehler 9.21 m, Maximalabweichung von 23.55 m
TK Golfo Xaultegua	
Datum	1. Auflage 1986
Benennung	Golfo Xaultegua, 5300 - 7245
Kartengrundlage	Luftbildmaterial von 1984
Entzerrung	Quadratische Transformation (Affintransformation 2. Grades) Anzahl Passpunkte: 20, gleichmäßig verteilt Lagegenauigkeit: RMS-Fehler 6.68 m, Maximalabweichung von 12.63 m

Tab. 7.2 Metadaten zu den verwendeten topographischen Karten.

schneiden. Die Bündelausgleichung ist ein nichtlineares Problem, d.h. es muss eine Linearisierung der Beobachtungsgleichungen erfolgen. Daraus folgend sind Näherungswerte für die unbekannten Parameter erforderlich. Diese können zu Beginn der Iteration aus den Eingabedaten abgeschätzt werden. Die mathematischen Ausführungen werden ausführlich erläutert in SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN (1976) und KRAUS (1986, 1987).

Zur Anbindung eines Blocks an das Geländekoordinatensystem, d.h. zur Absoluten Orientierung eines Bildstreifens, benötigt man eine begrenzte Zahl von Passpunkten (Abb. 7.6). Die Lagegenauigkeit des Blocks wird hauptsächlich von der Verteilung und der Dichte der Lage (x, y) und/oder der Vollpasspunkte (x, y, z) am Blockrand bestimmt. Zusätzlich sollten Punkte mit Höheninformation, sog. *Höhenpasspunkte*, in regelmäßigen Abständen quer zur Flugrichtung gesucht werden (HILDEBRANDT 1996).

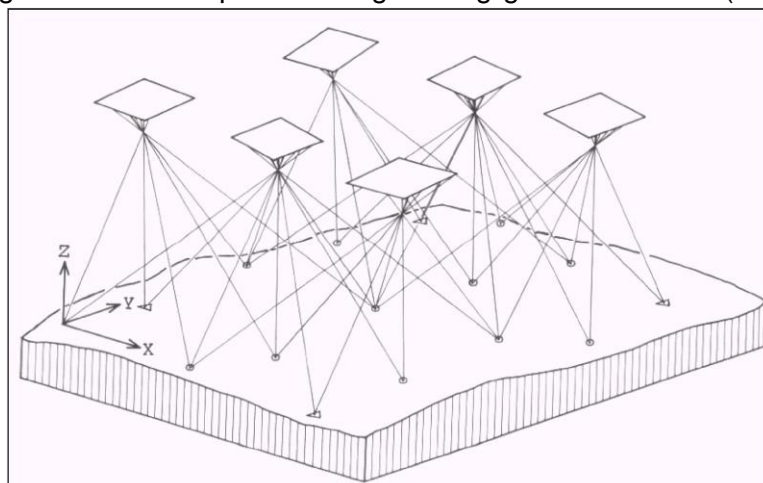


Abb. 7.5 Prinzip der Bündelblockausgleichung (aus: SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1976)

Satellitenbild 1986	
Datum / Uhrzeit	6. Oktober 1986
Sensor	Landsat-5, Thematic Mapper (TM)
Auflösung	30 m Pixelauflösung
Entzerrung	Quadratische Transformation (Affintransformation 2. Grades) Anzahl Passpunkte: 49, gleichmäßig verteilt Lagegenauigkeit: RMS-Fehler 32.21 m, Maximalabweichung 57.10 m
Medium	digital, 16 bit
Organisation	NASA
Orbit / Frame	230/97
Bemerkung	Unterer, südlicher Rand mit dichter Wolkenbedeckung, ansonsten wolkenfrei; Schneefall kurz vor Aufnahmezeitpunkt, Schneefallgrenze ca. 400 m ü. d. M.
Satellitenbild 2002	
Datum / Uhrzeit	16. März 2002
Sensor	Landsat-7, Enhanced Thematic Mapper (ETM)
Auflösung	15 bzw. 30 m Pixelauflösung
Entzerrung	Quadratische Transformation (Affintransformation 2. Grades) auf das Satellitenbild von 1986, Lagegenauigkeit: RMS-Fehler ca. 1 Pixel
Medium	digital, 16 bit
Organisation	NASA
Orbit / Frame	230/97
Bemerkung	Leichte Bewölkung im nordöstlichen Teil des Bildes über dem Seno Skyring, Peninsula Muñoz Gamero wolkenfrei

Tab. 7.3 Metadaten zu den verwendeten Satellitenbildern.

Außer Passpunkten benötigt man bei Blockausgleichungen eine größere Anzahl von Verknüpfungspunkten. Durch sie werden die Luftbilder im und zwischen den Bildstreifen miteinander verbunden. Ihre Geländekoordinaten sind zunächst nicht bekannt, liegen allerdings nach erfolgter Aerotriangulation vor. Je Modell sind je nach angewandter Ausgleichsmethode verschieden viele Verknüpfungspunkte nötig. Bei der Bündelmethode sind dies mindestens die sechs sog. Gruber-Punkte (LINDER 2001). Um die Stabilität des Blocks zu erhöhen, werden in der Praxis meist jedoch weit mehr Punkte gesucht, teilweise bis zu 100 pro Modell (SCHWIEDEFSKY UND ACKERMANN 1976). Im Programm LISA FOTO werden diese Messungen im Modul *Bildkoordinaten-Messung* manuell für jedes Modell durchgeführt. Daher ist dies ein sehr zeitaufwändiger Arbeitsschritt.

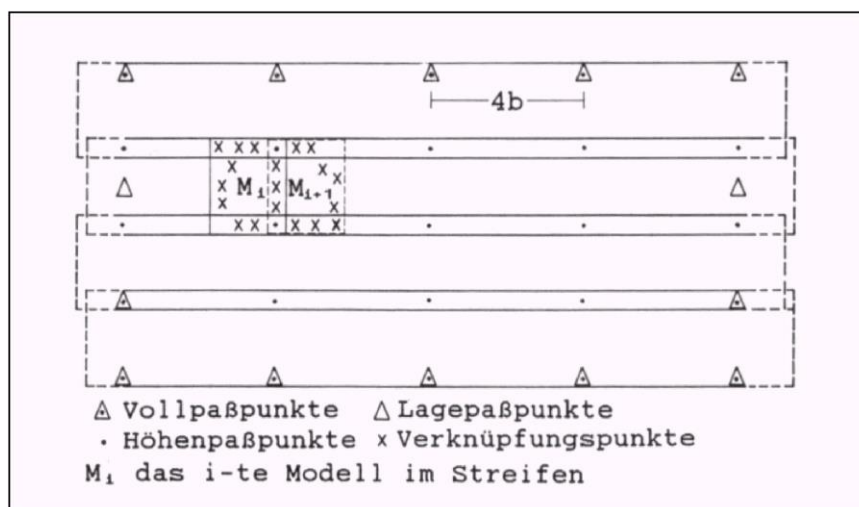


Abb. 7.6 Ideale Anordnung der Pass- und Verknüpfungspunkte bei einer Bündelblockausgleichung (20% Quer- und 60% Längsüberdeckung). b bezeichnet eine Basislänge, d. h. den Abstand zwischen zwei Aufnahmepunkten (siehe Abb. 7. 2) (aus: HILDEBRANDT 1996).

Schwierigkeiten bei der Luftbildauswertung, insbesondere von Gletscherregionen, ergeben sich häufig aus der Unzugänglichkeit und Abgeschiedenheit der Untersuchungsgebiete, die eine Signalisierung von Pass- und Verknüpfungspunkten vor der Befliegung oft nicht zulässt. Dies erschwert das Auffinden geeigneter Punkte in den Luftbildern. Zudem fehlt in abgelegenen Regionen der Erde, wie auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet, eine zuverlässige Kartengrundlage, mit der dieses Problem teilweise ausgeglichen werden könnte. Zur Ermittlung von Passpunkten konnten lediglich die topographischen Karten des Instituto Geografico Militar (Tab. 7.2) verwendet werden. Andere Koordinatenquellen standen nicht zur Verfügung. Da die Koordinaten direkt am Bildschirm von der digitalen Kartendatei abgelesen wurden, wurde die Genauigkeit bei der Bestimmung der Koordinaten sowohl durch die Generalisierung der Karte, den Scanvorgang und die Georeferenzierung als auch durch Fehler des Bearbeiters beeinflusst. Geht man von ± 2 Pixeln Genauigkeit beim Digitalisieren aus, was ± 13 m auf der Erdoberfläche entspricht, so liegt der Fehler bei ca. ± 30 m. Dieser Wert ist geschätzt, da keine exakten Passpunkte für eine Überprüfung vorlagen.

Nach der Suche von Pass- und Verknüpfungspunkten (vgl. Abb. 7.7) für die zwölf Stereomodelle des Bildblocks 1998 wurde das Verfahren des Bündelblockausgleichs angewendet, um die Äußeren Orientierungsparameter der Bilder zu bestimmen. Die Bündelblockausgleichung ist ein rein rechnerisches Verfahren, weshalb für die Durchführung in aller Regel auf Softwarepakete zurückgegriffen wird. Die Berechnungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden von Dr. W. Linder am Geographischen Institut der Universität Düsseldorf mit dem Programmpaket BLUH durchgeführt.

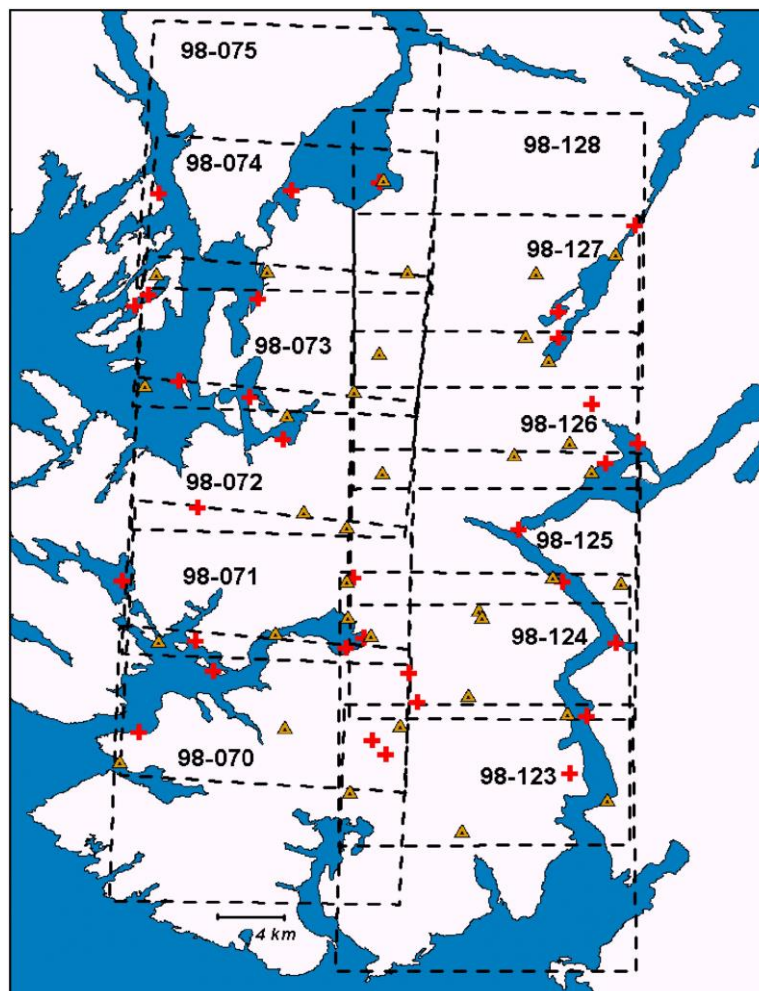


Abb. 7.7 Lage der Passpunkte (Kreuze) und der Verknüpfungspunkte (Dreiecke) für den Bildblock 1998 (Lage der Ortholuftbilder als gestrichelte schwarze Linien) (aus: SCHNRICH 2001).

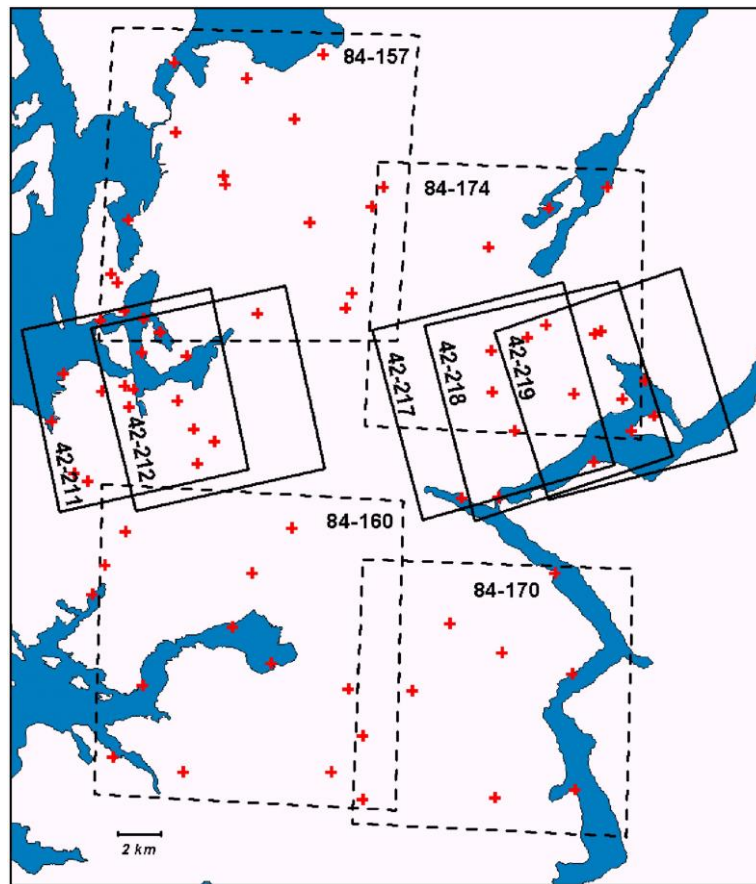


Abb. 7.8 Lage der Ortholuftbilder der Jahre 1942 (schwarze durchgezogene Linien) und 1984 (gestrichelte Linien) sowie der bei der Entzerrung verwendeten Passpunkte (Kreuze) (aus: SCHNRICH 2001).

Die Orientierungsparameter der Bilder der Jahre 1942 und 1984 wurden mit dem Verfahren des räumlichen Rückwärtsschrittes ermittelt. Da bei der Untersuchung dieser Bilder die Veränderung der Gletscherfläche im Vergleich zur heutigen Situation im Vordergrund stand, wurden die Passpunkte in den zuvor erzeugten Stereomodellen des Jahrgangs 1998 photogrammetrisch ausgemessen. So konnten Vollpasspunkte in ausreichender Zahl gewonnen werden, welche eine lagerichtige Abbildung der Luftbildjahrgänge zueinander gewährleisteten. Als schwierig stellte sich hierbei allerdings heraus, Landschaftselemente zu finden, deren Lage sich im Laufe von 60 Jahren nicht verändert hatte und die noch dazu in allen Bildern eindeutig zu identifizieren waren. Abb. 7.8 gibt einen Überblick über die Lage der Passpunkte, sowie der einzelnen Bilder der Jahre 1942 und 1984.

7.1.3.3 Satellitenbilder

Zwei Satellitenbildszenen der Serie Landsat liegen den Auswertungen zugrunde (Tab. 7.3). Die erste Szene vom 06.10.1986 des Sensors Landsat TM 5 verfügt über 6 Kanäle im sichtbaren und infraroten Spektralbereich mit 30 m Bodenauflösung und einem Thermal kanal mit 120 m Bodenauflösung (Abb. 6.2). Für die genaue Spezifikation des Bildmaterials siehe z. B. ALBERTZ 1991. Das zweite Bild vom 16.03.2002 entstammt der neueren Landsat ETM+ Serie. Es beinhaltet einen weiteren panchromatischen Kanal (Band 8) mit 15 m Bodenauf- lösung und verfügt über eine bessere Bodenauflösung von 60 m beim thermalen, sechsten Kanal.

Beide Satellitenbildszenen wurden mit Hilfe des Passpunkt-Entzerrungsverfahrens (ALBERTZ 1991) auf die Geometrie des Ortholuftbildes (Kap. 7.3) bzw. der topographischen Karten (Maßstab 1: 100 000) „*Golfo Xaultegua*“ und „*Lago Muñoz Gamero*“ des Instituto Geográfico Militar Chiles mit Hilfe eines Entzerrungspolynoms zweiten Grades umgerechnet. Das verwendete Koordinatensystem dabei ist UTM mit dem geodätischen Datum "*South America 1969*". Der mittlere Lagefehler der verwendeten Passpunkte nach der Entzerrung beträgt 32 m (1 Pixel), wobei die maximale Abweichung unter zwei Pixeln (57 m) bleibt.

7.2 Digitales Geländemodell

Die Erstellung eines Digitalen Geländemodells (DGM) aus unterschiedlichen, bereits vorliegenden Datenquellen wird von verschiedenen Autoren ausführlich diskutiert (vgl. z. B. EKLUNDH UND MARTENSSON 1995, LINDER 1994, MARTINONI UND BERNHARD 1998). Das hier eingesetzte Verfahren beruht auf der Kombination von Extrapolation von Höhenliniendaten (vgl. SCHNEIDER, B. 1998) mit der Integration zusätzlicher, photogrammetrisch bestimmter Punkte und fernerkundlich gewonnener Information zu einzelnen Bruchkanten (vgl. GRUBER UND KRIZ 1998).

7.2.1 Eingangsdaten zu DGM-Erstellung

7.2.1.1 *Kartenmaterial*

Die Beschaffung präziser Kartengrundlagen gestaltete sich schwierig, da in Chile großmaßstäbige topographische Karten als militärisch bedeutsam betrachtet werden und nicht offiziell zu erwerben sind. Daher wurden Exemplare der topographischen Kartenserie (TK) im Maßstab 1: 100 000 verwendet (Tab. 7.2), die eine vierfarbige Darstellung mit 100 m-Isohypsen und einer groben Einteilungen der Oberflächenbedeckung aufweisen. Grundlage der Karteninformation bilden die Luftbildauswertungen der Serie von 1984. Besonders kontrastarme Gebiete der Luftbilder oder Schattenpartien, die für eine photogrammetrische Auswertung nicht geeignet waren, sind entsprechend kenntlich gemacht und maskiert. Sie enthalten daher weder Information über die Höhenlage noch über die Oberflächenbedeckung. Zur Georeferenzierung der gescannten Papierkarten wurden pro Kartenvorlage jeweils 20 Schnittpunkte des UTM-Koordinatengitters als Passpunkte gemessen und mit Hilfe einer Transformation zweiten Grades entzerrt. Der dabei resultierende mittlere Abweichungsfehler von 7 m (Topographische Karte 5300 - 7245: „*Golfo Xaultegua*“, Maßstab 1: 100 000) bzw. 9 m (Topographische Karte 5230 - 7245: „*Lago Muñoz Gamero*“, Maßstab 1: 100 000) reicht für kleinmaßstäbige Untersuchungen aus.

7.2.1.2 *Digitalisieren von topographischen Kartenvorlagen*

Das Erfassen der Höheninformation in Form von Höhenlinien und Bruchkanten als Vektorlinien sowie Höhenkoten in Punktform wurde im Programm *ArcView GIS Version 3.2a* durchgeführt. Um möglichst genaues Digitalisieren zu ermöglichen, wurde am Bildschirm immer bei einem Maßstab von 1:10 000 gearbeitet. Höhenwerte wurden aus der Karte abgelesen. Die wichtigsten Wasserflächen wurden als Polygone digitalisiert, die z-Werte, sofern möglich, photogrammetrisch bestimmt oder als 0 m (Ozean) definiert. Die Höhenkoten wurden zur Überprüfung der Genauigkeit des DGM verwendet. Ihr z-Wert wurde ebenfalls aus der Karte gewonnen.

7.2.1.3 *Extraktion von topographischen Informationen aus dem Satellitenbild*

Die Reliefinformation wurde teilweise in Form von Bruchkanten aus dem Satellitenbild von 1986 (Tab. 7.3) extrahiert, insbesondere in Bereichen, die auf der topographischen Karte und den Luftbildern nicht auswertbar waren. Diese Elemente beinhalteten allerdings keine explizite Höheninformation, weshalb zusätzliches photogrammetrisches Vermessen erforderlich ist.

7.2.1.4 Photogrammetrische Messungen

Auf die photogrammetrische Verarbeitung der Luftbildserie von 1998 in Form des Bündelblockausgleiches (Kap. 7.1) war die photogrammetrische Messung von Höhenpunkten innerhalb des Programmpaketes LISA möglich. Die gewonnenen Daten bestanden aus punktförmigen Höheninformationen entlang linienhafter, struktureller Elemente, wie z.B. Bruchkanten.

7.2.2 Verarbeitung der Eingangsdaten zur DGM-Erstellung

Der Versuch, die morphologischen Bruchkanten mit einem z-Wert aus photogrammetrischen Messungen zu versehen, erwies sich als problematisch, da es einen enormen Zeitaufwand bedeutet hätte, die Höheninformation für die wichtigsten Bruchkanten zu gewinnen und da die Übereinstimmung der z-Werte der photogrammetrischen Messungen und der Höhenlinien nicht immer gegeben war. RICKENBACHER (1998) weist auf ähnliche Probleme

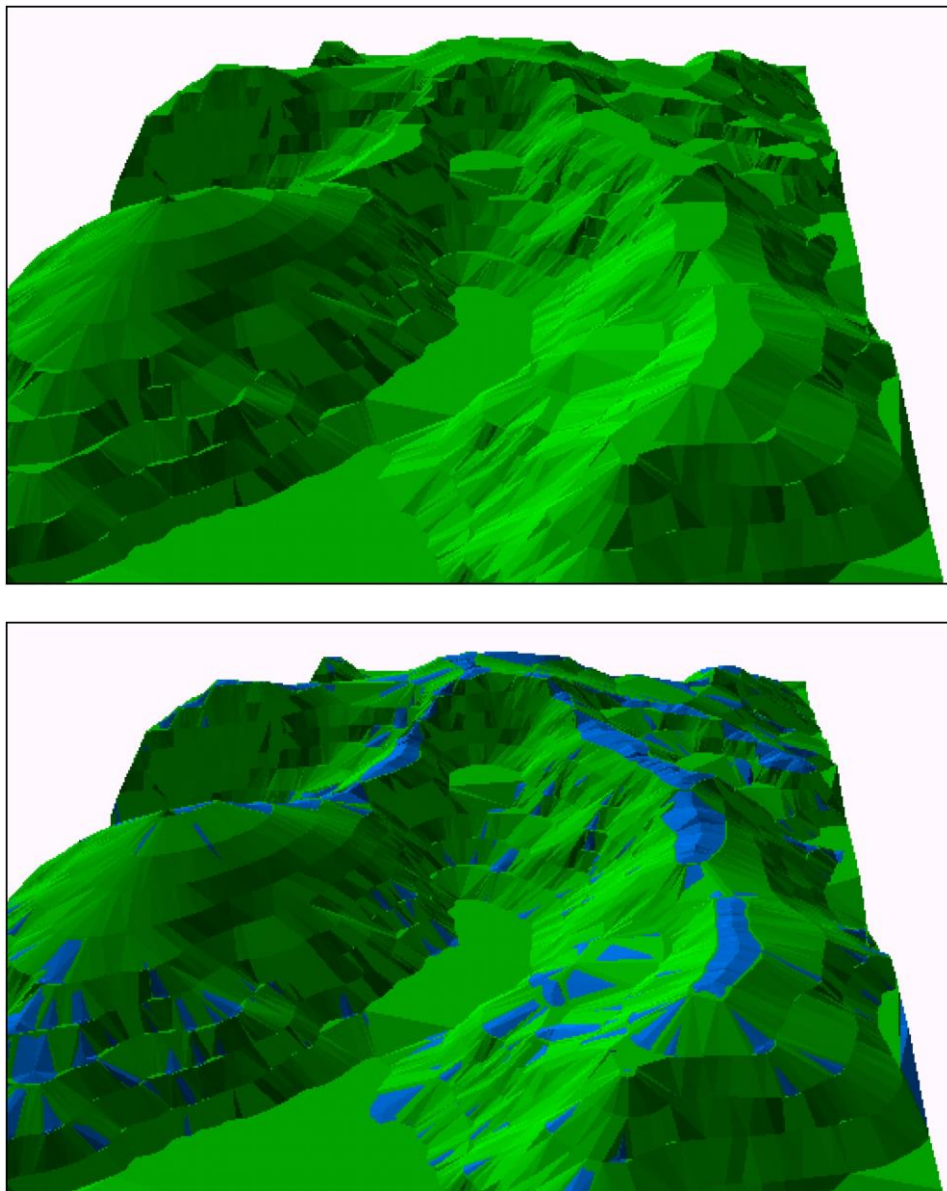


Abb. 7.9 Vergleich eines Teilbereichs des TIN ohne (oben) und mit (unten) 'critical points', wobei die blauen Differenzflächen aus dem ursprünglichen TIN herausragen (aus: SCHNIRCH 2001).

Kenngroße	Wert
Höhenwerte	0 – 1699 m
Höhengenaugigkeit	~ 35 m
Anzahl der Knotenpunkte	291615
Anzahl der Dreiecksflächen	583199

Tab. 7.4 Metadaten zum Geländemodell als TIN des Gran Campo Nevado.

bei der Erstellung des landesweiten DGM der Schweiz hin.

Da den Bruchkanten für eine realistische Repräsentation der Geländeoberfläche jedoch große Bedeutung zukommt, diese aber ohne z-Wertangabe nur von eingeschränktem Nutzen sind und kaum Verbesserungen des Geländemodells bewirken, kam ein Algorithmus zur Abschätzung der sog. *Critical Points* zur Anwendung, wie er von ZHU ET AL. (1999) vorgeschlagen wurde. Der Algorithmus ist in der Software *IDRISI 32* implementiert (EASTMAN 1999). Diese „kritischen Punkte“ modellieren die aufgrund des Verlaufs der Höhenlinien wahrscheinlichste Lage der Bruchkanten. Die Abschätzung wird in zwei Schritten durchgeführt: zuerst wird aus den Stütz- und Knotenpunkten der Höhenlinien ein "vorläufiges" TIN berechnet. Dieses weist i.d.R. noch viele sog. "Bridge"- und "Tunnel"-Kanten (engl. *edges*) auf (in *IDRISI 32* "B/T-Edges" genannt). Darunter versteht man Dreiecksflächen, die zwar den Delaunay-Kriterien der Dreiecksvermaschung genügen, aber sehr offensichtlich geomorphologisch nicht plausibel sind. Formell bedeutet dies, dass jede Dreieckskante mit Endpunkten gleicher Höhe ein B/T-edge ist, sofern es sich nicht um direkt benachbarte Endpunkte auf der gleichen Isohypse handelt. Solche Unstimmigkeiten des zuerst erzeugten TIN werden in einem zweiten Schritt durch Änderung der Verknüpfung bestehender Punkte oder durch Hinzufügen (bzw. Entfernen) von neuen Stützpunkten beseitigt.

Dabei werden ausgehend von den *Critical Points* in acht Richtungen Schnittpunkte mit den Isohypsen gesucht und mit Hilfe dieser Punkte Parabelgleichungen aufgestellt. Der z-Wert des "Kritischen Punktes" ergibt sich anschließend aus dem arithmetischen Mittel der gefundenen Werte. Das Ergebnis einer Dreiecksvermaschung mit und ohne "Kritischer Punkte" ist in Abb. 7.9 dargestellt. Deutlich zu erkennen sind die Grate auf den Höhenrücken in Abb. 7.9 (unten) (mit "Kritischen Punkten") im Gegensatz zu unnatürlichen Plateaus in Abb. 7.9 (oben) (ohne "Kritische Punkte").

Das Software Paket *ArcView 3D Analyst* der Fa. ESRI bietet die Möglichkeit der Berechnung von Dreiecksvermaschungen aus mehreren Vektordatensätzen, jeweils mit oder ohne Höheninformation. Neben der reinen Triangulation von Stützpunkten mit Höheninformation werden die zusätzlichen Informationen, die in Linien und Polygonen implizit gespeichert sind, berücksichtigt. Liniendaten, wie z.B. Höhenlinien und morphologisch bedeutsame Geländelinien, können zusätzlich als sog. Bruchkanten in die Berechnung eingehen. Die Polygonflächen (z.B. Wasserkörper) bieten zusätzliche Möglichkeiten: als „Clip“ oder „Erase“-Polygone dienen sie zum Ausschneiden bestimmter Bereiche, als „Fill“-Polygone dazu, ihre Grundfläche auf eine einheitliche Geländehöhe zu setzen. Bei der Durchführung der Berechnung eines TIN des Gran Campo Nevado flossen die Primärdaten in folgender Form ein (Angaben in Kursivschrift beziehen sich auf Parameter und Eigennamen der jeweiligen Softwarepakete):

- Die Höhenlinien gingen ein als „*breaklines*“ mit zugehörigem z-Wert, der von der Karte abgelesen wurde. Die Behandlung als Bruchkanten führt zusammen mit den „*Critical Points*“ dazu, dass keine Dreiecksflächen über Höhenlinien hinwegragen können. Daher stimmen die bei einer Rückinterpolation erzeugten Isohypsen mit den Höhenlinien der Eingangsdaten überein.

- Die „*Critical Points*“ (s.o.), welche aus einer in *IDRISI 32* durchgeführten Dreiecksvermaschung mit der Option „*Remove Bridge and Tunnel Edges*“ stammten, gingen als Höhenpunkte ein.
- Die Polygone der Wasserflächen wurden als „*Fill*“- Polygons benutzt. Ihre Höhe wurde photogrammetrisch ausgemessen.
- Im Bereich der GCNE wurden 94 Punkte entlang von markanten Bruchkanten photogrammetrisch vermessen. Diese gingen als Höhenpunkte ein.

Es ist ersichtlich, dass die Ableitung des DGM nur in wenigen Teilbereichen auf direkt photogrammetrisch gewonnene Daten zurückgreift. Hierdurch konnte allerdings die Probleme bei der photogrammetrischen Arbeitsweise reduziert werden.

7.2.3 Das DGM „Gran Campo Nevado“

Die Primärdaten für das DGM wurden für ein Gebiet von ca. 2160 km² erfasst. Es umfasst soweit wie möglich den südlichen Teil der Peninsula Muñoz Gamero. Die TIN-Datei und das daraus abgeleitete Raster mit 5 m Bodenauflösung schliesst aus technischen Gründen auch Randbereiche ohne echte Höheninformation mit ein. Es ergeben sich die in Tab. 7.4 zusammengefassten Kenngrößen für das Geländemodell als TIN-Datensatz. Abb. 7.10 zeigt eine perspektivische Ansicht des Rasterdatensatzes des Geländemodells.

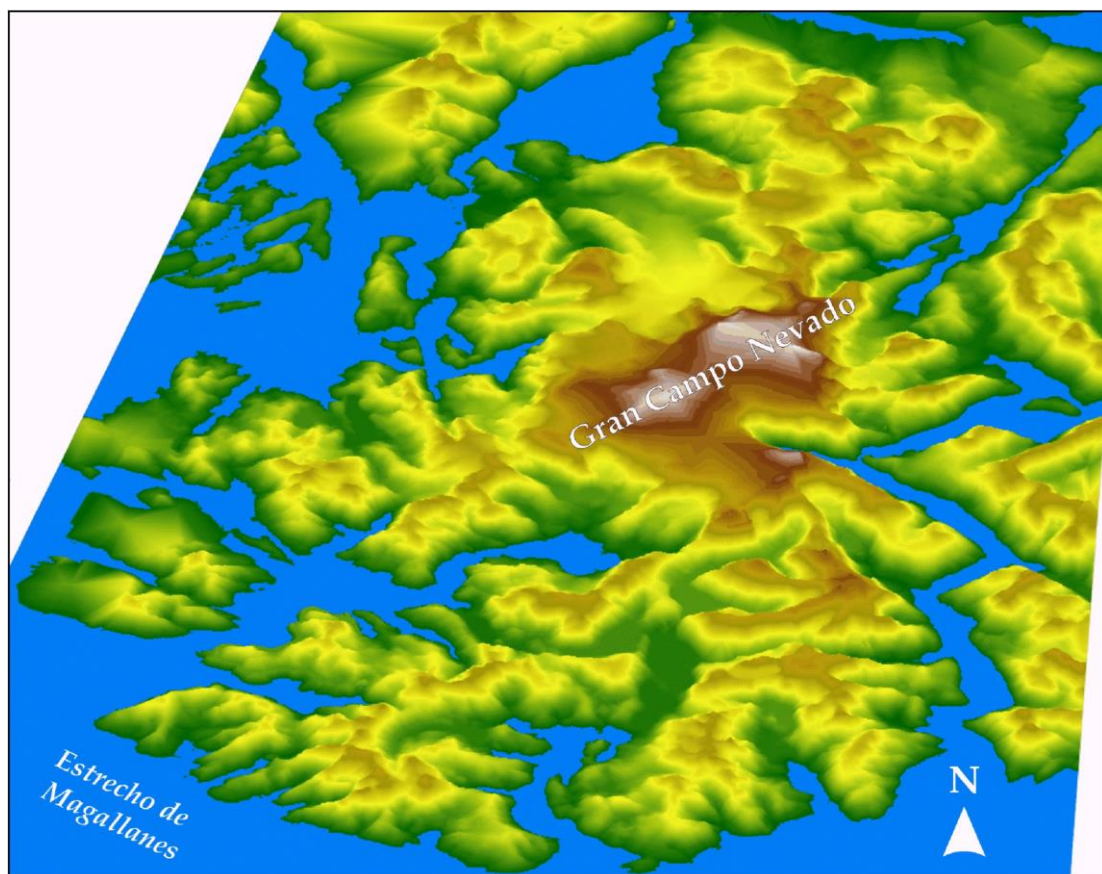


Abb. 7.10 Perspektivische Ansicht des Reliefs des Gran Campo Nevado mit Blick von Süden (aus: SCHNIRCH 2001).

7.2.4 Genauigkeitsangaben und Fehlerquellen

7.2.4.1 Fehlerquellen bei der Datenaufnahme

Fehler bei der Extraktion der Höheninformation können entstehen (in Reihenfolge des Arbeitsablaufs):

- ◆ bei der Erstellung der Kartengrundlage, die ja ebenfalls durch photogrammetrische Auswertung erfolgte. Somit gelten viele der hier genannten Fehlerquellen so oder in ähnlicher Form auch für die Arbeiten an den Topographischen Karten des Instituto Geográfico Militar. Allerdings liegen hierzu keine genaueren Angaben vor.
- ◆ bei der Analog/Digital-Wandlung der Kartenvorlage
- ◆ beim Georeferenzieren der Rasterdateien
- ◆ beim Extrahieren der Höheninformation, d. h. beim Digitalisieren der Höhenlinien und Höhenpunkte

Das vorliegende Kartenmaterial weist einige Unstimmigkeiten auf. So war es nicht möglich, die Höhenlinien der beiden Kartenblätter nahtlos ineinander übergehen zu lassen, da auf einem der Kartenblätter (wahrscheinlich das des „*Golfo Xaultegua*“) die Druckvorlage der Höhenlinieninformation anscheinend verrutscht war und bis zu 60 m Abweichung in x/y-Richtung aufwies. Küstenlinie und Koordinatengitter hatten hingegen eine sehr gute Übereinstimmung. Ebenso weisen die Höhenlinien auf der Karte „*Lago Muñoz Gamero*“ im Bereich zwischen den maskierten, nicht auswertbaren Bereichen teilweise Unstetigkeiten auf oder enden blind, so dass auf diese Information bei der Interpolation nicht zurückgegriffen werden konnte.

Die Digitalisierungsgrundlage für die Höhenlinieninformation bildeten Scans von Papierabzügen topographischer Karten im Maßstab 1:100 000. Hieraus ergeben sich folgende Fehlerquellen:

- ◆ Papiervorlagen unterliegen vielfältigen Verzerrungseinflüssen wie Luftfeuchte, Temperatur etc.
- ◆ Die Vorlagen waren teilweise bereits zuvor gebraucht und wiesen deutliche Knicke und andere Gebrauchsspuren auf.
- ◆ Die Vorlagen wurden zu zwei verschiedenen Zeitpunkten gescannt.
- ◆ Analog/Digital-Wandlung kann nicht verlustfrei arbeiten.
- ◆ Die Mechanik und Optik des Scansystems arbeiten ebenfalls mit Toleranzen.

Die Georeferenzierung mittels einer Affintransformation birgt in sich Fehlerquellen, da versucht wird, eine möglichst genaue Annäherung der Lösung des Polynoms an die gegebenen Passpunkte zu erreichen. Der jeweilige Fehler, angegeben als mittlere quadratische Abweichung (*root mean squared* oder RMS-Fehler), konnte dabei zwar gering gehalten werden, allerdings resultierte eine mittlere Abweichung von 7 m bzw. 9 m, welche an bestimmten Bildbereichen noch überschritten wurde (Tab. 7.2).

Das Extrahieren der Höheninformation in Form von Höhenlinien erforderte sehr viel mühsames manuelles Digitalisieren, da keine zuverlässige Methode zur Extraktion von Höhenlinien, die so wenig kontrastiv zur Untergrundsignatur sind, zur Verfügung stand (EKLUNDH UND MARTENSSON 1995). Daher ist die „Tagesform“ des Bearbeiters ein nicht zu unterschätzender Faktor, der die Güte der Datenerhebung beeinflussen kann. Ebenfalls als problematisch erwies sich an einigen Stellen der oben erwähnte, äußerst geringe Kontrast zur Signatur des Untergrundes, insbesondere von Fels und Stein. Um die angesprochene Verschiebung der Höhenlinien auf dem Blatt „*Golfo Xaultegua*“ zu korrigieren, wurde versucht, die Höhenlinien im Randbereich beider Karten manuell zur Deckung zu bringen und weitestgehend die Höhenlinienangaben des Blattes „*Lago Muñoz Gamero*“ zu verwenden.

7.2.4.2 Genauigkeitsangaben und mögliche Fehlerquellen bei der Erstellung des DGM

Um die Genauigkeiten eines Geländemodells darzustellen, kann das DGM hinsichtlich seiner geometrischen und seiner geomorphologischen Eigenschaften untersucht werden:

Geometrische Genauigkeit: Auf die Messfehler bei der Erhebung der Primärdaten wurde bereits in Kap. 7.1 eingegangen. Auch die Art und Weise der Erzeugung des DGM aus den Primärdaten erweist sich als Quelle von Fehlern und Ungenauigkeiten. Das hier verwendete Verfahren der Dreiecksvermaschung gehört zu den exakten Interpolationsverfahren. Daher ist davon auszugehen, dass die Eingangsdaten unverändert in den Ergebnissen repräsentiert werden. Allerdings wurden für die Bereiche zwischen den Primärdaten nur interpolierte Werte gefunden. Die Eingangsdaten entstammen unterschiedlichen Zeitpunkten und wurden von verschiedenen Grundlagen abgeleitet. Es ist anzunehmen, dass sich neben positionellen Fehlern auch grundsätzliche Abweichungen aufgrund von Veränderungen des Reliefs ergeben. Am wenigsten dürfte dies auf den ausgedehnten Felsflächen ins Gewicht fallen, obwohl sich Anzeichen für größere Veränderungen finden (z. B. ein Murgang an der *Punta de Bahamondes*). Stärker allerdings wird sich das bei den Eisflächen auswirken, die ja nachweislich (vgl. Kap. 7.5 und Kap. 8) im Verlauf der letzten 60 Jahre einer Veränderung unterlagen. Es ist weiterhin davon auszugehen, dass auch die nach wie vor vergletscherten Areale an Eismächtigkeit verloren haben. Diese Einschränkungen wurden angesichts der Tatsachen in Kauf genommen, dass erstens noch überhaupt kein DGM existierte und zweitens für manche Gebiete keinerlei Höheninformation zur Verfügung stand. Die angegebenen Genauigkeiten geben einen Anhaltspunkt bezüglich der Geländehöhe. Für die Berechnung des mittleren Höhenfehlers wurde die von BARTELME (2000) vorgeschlagene Formel verwendet,

$$rms = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{n} dh_i^2}, \quad 7.1$$

wobei dh_i die Differenz aus den, von der Kartenvorlage digitalisierten, Höhenkoten und den jeweiligen z-Werten des TIN ist. Die Anordnung der Kontrollpunkte ist nicht optimal, da die Höhenkoten vor allem exponierte Gipfelpunkte bezeichnen. Im Mittel wurden die wahren Höhen fast ausschließlich unterschätzt. Dies ist eine Folge des gewählten Algorithmus zur automatischen Bruchkantenberechnung des Moduls TIN in IDRISI 32. Ebenso sind die Abweichungen über 100 m auf Limitationen des Algorithmus zurückzuführen: An diesen Stellen sind Höhenkoten in der Karte verzeichnet, die mehr als 100 m Abweichung zur nächsttieferen Isohypse haben. Der Algorithmus wies in diesem Fall den automatisch berechneten Punkten maximal den Wert der logisch folgenden, nächsthöheren Isohypse zu. Der so berechnete mittlere Höhenfehler liegt bei 40.4 m, sofern man alle Kontrollpunkte verwendet. Er reduziert sich auf 35.4 m, wenn Punkte mit Abweichungen über 100 m nicht berücksichtigt werden.

Für eine aussagekräftigere Qualitätskontrolle sollte eine Strategie der „zufälligen Probennahme“ (*random sampling*) Verwendung finden, wie sie u.a. bei der Qualitätskontrolle von Fernerkundungsdaten benutzt wird (vgl. CONGALTON UND GREEN 1999). Diese Methode hätte prinzipiell auch hier verwendet werden können, jedoch wurde aufgrund der Probleme bei der photogrammetrischen Punktbestimmung und der damit verbundenen Messfehler darauf verzichtet. Der hier verwendete Algorithmus zur automatischen Erzeugung der Bruchkanten unterschätzt zwar die wahre Höhe an den Kontrollpunkten, jedoch führt er zu enormen qualitativen Verbesserungen (s.u.).

Morphologische Genauigkeit: Neben der relativ leicht zu quantifizierenden geometrischen Genauigkeit der Höheninformation sind auch die morphologischen Aspekte bei der DGM-Ableitung zu berücksichtigen. In dieser Arbeit wurde eine Einschätzung der geomorphologischen Plausibilität anhand einer rein visuellen Kontrolle vorgenommen.

Es wurde versucht, ein möglichst detailliertes DGM zu erstellen, welches bei Bedarf generalisiert werden kann. Ansonsten bestimmte im Wesentlichen die Qualität der Primärdaten die Detailauflösung und somit die Möglichkeit der plausiblen geomorphologischen Darstellung. Wie zu erwarten war, ergeben sich Probleme hauptsächlich in stützpunktarmeren Bereichen. Vor allem die Gletscheroberflächen werden durch die hier verwendeten Verfahren und Algorithmen nur unzureichend dargestellt. Eine Möglichkeit, dem entgegenzuwirken, wäre die manuelle photogrammetrische Erfassung von möglichst vielen Stützpunkten auf den Gletscheroberflächen – ausreichender Kontrast der Luftbilder vorausgesetzt. Zumindest die Einmessung der Mittelmoräne scheint für viele Gletscher durchführbar.

Durch die Verwendung der Isohypsen als Bruchkanten bei der Interpolation und der Berechnung der „*Critical Points*“ in *IDRISI 32* konnte zumindest gewährleistet werden, dass die Eingangshöhenlinien bei einer Rückinterpolation aus dem entstandenen TIN ihre Lage nicht verändern. Das Hinzufügen der „*Critical Points*“ bildete den wichtigsten Schritt bei der Vermeidung unnatürlicher Plateaus und Terrassen. Das führte zu einer insgesamt „gefälligeren“, geomorphologisch plausibleren Darstellung (Abb. 7.9).

7.3 Topographische Ortholuftbildkarte

7.3.1 Prinzip der Ortholuftbilderzeugung

Ein Orthophoto stellt eine sog. Normaldarstellung eines Luftbildes dar. Hierbei sind sämtliche durch die Zentralperspektive und Reliefunterschiede hervorgerufene Verzerrungen der Aufnahmen mit Hilfe einer differentiellen Entzerrung ausgeglichen und in eine orthogonale Projektion umgewandelt (HILDEBRANDT 1996). Eine Orthophotokarte besteht aus einem oder mehreren, aneinandergefügt Orthophoto(s) mit zusätzlichen kartographischen Elementen wie z.B. Signaturen, Beschriftungen, Rahmen und Gitter im Landeskoordinatensystem und Höhenlinien. Ebenso können - von ihrem Informationsgehalt schwer erschließbare - Bildbereiche zum Zwecke der vereinfachten Interpretation der Bildinhalte durch kartographische Gestaltungsmittel entsprechend aufbereitet werden (HAKE UND GRÜNREICH 1994). Durch die Umwandlung in eine orthogonale Projektion kann das in ein Koordinatensystem eingepasste Ortholuftbild analog einer topographischen Karte zur Messung von Streckenzügen, Flächen und Winkeln eingesetzt werden. Zusätzlich bietet es allerdings eine sehr viel höhere Informationsdichte und eignet sich sehr gut als Grundlage für Karten unbekannter Gebiete bzw. zur Kartenfortführung (SCHWEINFURTH 1985; PETERLE 1985). Die digitale Herstellung hat heutzutage die analog-photographische Herstellung aufgrund ihrer Effizienz und Präzision weitestgehend ersetzt (WIESEL 1985). Wie auch die vorliegende Arbeit zeigt, sind Orthophotos als Bilddateien inzwischen - bei entsprechender Softwareausstattung mit handelsüblichen PC-Systemen herzustellen (JACOBSEN 2000).

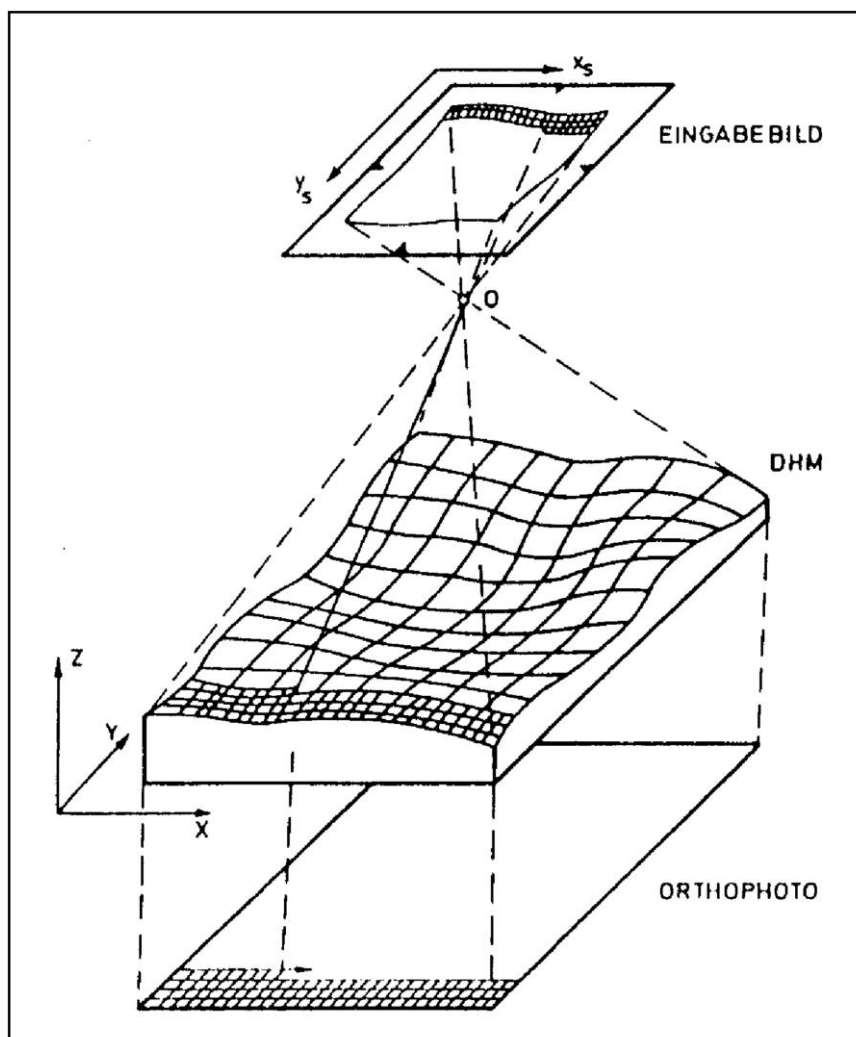


Abb. 7.11 Prinzip der Orthophotoerzeugung (aus HILDEBRANDT 1996).

Notwendig zur Erstellung eines Orthophotos sind sämtliche Orientierungsparameter des Bildes und Informationen über die Geländehöhe, d. h. ein möglichst genaues DGM (HILDEBRANDT 1996). Abb. 7.11 erläutert das Prinzip der Orthophotoberechnung. Weitere Ausführungen zu technischen Aspekten der Orthobilderzeugung und zu praktischen Fragen finden sich bei WIESEL (1991). Ausgehend von der Geländehöhe im DGM wird für jedes Pixel des zukünftigen Orthobildes in Abhängigkeit seiner Lage (x,y,z) über den zuvor berechneten Strahlengang und die jeweiligen vollständigen Transformationsgleichungen der entsprechende Grauwert ermittelt. Die Güte eines Orthophotos hängt daher wesentlich von der Qualität des zugrundeliegenden DGM ab (LINDER 2001). Ebenso kann ein Ortholuftbild maximal die Ausdehnung des gemeinsamen Schnittbereiches von DGM und Luftbild haben. Mehrere Ortholuftbilder können mit Hilfe der Mosaikfunktionen zusammengefügt werden.

7.3.2 Verarbeitungsschritte zur digitalen Ortholuftbilderstellung

Auch das Programm LISA FOTO bietet die Möglichkeit der Erstellung von Orthobildern, sofern die Informationen über die Bildorientierung und ein DGM vorliegen. Das Ausgabebild kann wahlweise aus den beiden Bildern eines Modells oder nur aus einem einzigen Bild des Modellpaares entstehen. Hier wurde die erste Option angewandt, da sich so fließende, optisch ansprechende Übergänge zwischen den einzelnen Bildern erzeugen ließen. Im Anschluss daran besteht die Möglichkeit, die Dateien über das LISA-Modul „Mosaik“ zu einer einzigen großen Datei zusammenzufügen.

Die Luftbildserien von 1998 wurden mit Hilfe des DGM (Kap. 7.2) des gesamten GCN differentiell entzerrt. Das DGM spiegelt allerdings nicht exakt die Reliefverhältnisse zum Zeitpunkt der Aufnahme wieder. Für diejenigen Bilder dieser und vorangegangener Serien, für die keine Orientierungsparameter aus der Bündelblockausgleichung vorlagen, wurden diese durch Verfahren des „*Räumlichen Rückwärtsschritts*“ separat bestimmt (vgl. Kap. 7.1). Die Pixelauflösung der digitalen Ortholuftbilder wurde einheitlich auf 5 m gesetzt, obwohl die nominelle Auflösung des DGM lediglich 10 m betrug. Teilweise ließ sich so eine höhere Detailauflösung erzeugen, die für die visuelle Interpretation der Gletschergrenzen notwendig ist.

7.3.3 Mögliche Fehlerquellen bei der Erzeugung der Ortholuftbilder

Die Fehler in einem Ortholuftbild werden hauptsächlich durch Fehler des DGM sowie durch Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Orientierungsparameter erzeugt. Für die hier untersuchten Bildserien bedeutet dies, abgesehen von den zuvor diskutierten Messfehlern bei der Datenerhebung, dass Ungenauigkeiten aufgrund der fehlenden Übereinstimmung von DGM und Luftbild zu erwarten sind. Die Aufnahmen von 1942 sind in dieser Hinsicht am stärksten betroffen, da sich für sie aufgrund fehlender Kameraparameter und schlecht messbarer Rahmenmarken nur eine ungefähre Bestimmung der Orientierungsparameter durchführen ließ. Zusätzlich sind die Differenzen zum DGM aufgrund einer größeren Ausdehnung der Gletscher sicherlich am bedeutendsten.

Die Bilder von 1984 sind demnach ebenso von Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Orientierungsparameter betroffen, allerdings sollte das DGM am ehesten den Zustand zum Aufnahmezeitpunkt widerspiegeln, da die topographische Karte, die Grundlage des erzeugten DGM ist, auf dieser Bildserie beruht. Für den Bildblock aus dem Jahre 1998 wurde eine Bündelblockausgleichung gerechnet, woraus die, im Vergleich zu den anderen Jahrgängen, genauesten Orientierungsparameter resultieren. Allerdings ist auch hier das zugrundeliegende DGM nicht optimal, gerade im Bereich der Gletscherzungen.

7.3.4 Ortholuftbildkarte Gran Campo Nevado

Das Luftbildmosaik des Jahres 1998 wurde mit Höhenlinien, Beschriftung und weiteren Signaturen versehen und so eine Orthophotokarte erstellt. Die Darstellungsform der Orthophotokarte (siehe beiliegende Karte) für diese Untersuchung wurde vor allem aus drei Gründen gewählt:

- ◆ Bezug auf ein einheitliches, kartesisches Koordinatensystem, welches zum einen direkte Messungen der Lage und Ausdehnung zulässt und zum anderen leicht zur Weiterverarbeitung in ein GIS integriert werden kann
- ◆ hoher Informationsgehalt in Bezug auf Lage und Ausdehnung von Schnee- und Gletscherflächen;
- ◆ fehlende aktuelle Kartengrundlage in entsprechendem Maßstab.

Dem Ortholuftbildmosaik wurden Höhenlinien überlagert, die vom DGM des Gran Campo Nevado abgeleitet wurden. Bereiche, die auf der TK als „*nicht photogrammetrisch auswertbar*“ gekennzeichnet waren, und von daher eine sehr große Ungenauigkeit bezüglich der Höheninformation aufweisen, wurden gesondert gekennzeichnet.

Die fertig gestellte Karte wurde mit Zusatzinformationen zu großräumiger Lage und Gletscherinventar (vgl. Kap. 7.4) ergänzt und findet sich im Anhang. In größerer Auflage erscheint sie als Beiblatt der Ausgabe 2003 der '*Fluctuations of Glaciers*' des *World Glacier Monitoring Service (WGMS)* (vgl. HÄBERLI ET AL. 1998).

7.4 Das Gletscherinventar Südliche Península Muñoz Gamero

Das Ortholuftbildmosaik der Luftbilder von 1998 diente als Vorlage, um die Gletscherflächen auf der südlichen Península Muñoz Gamero zu erfassen. Die Luftbildaufnahmen wurden am 21. Februar 1998, d.h. im späten Südsommer, gemacht. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass keine temporären Schneeflächen die Ergebnisse beeinflussen. Daher wurde bei der Inventarisierung davon ausgegangen, dass sämtliche zusammenhängende Schneeflächen, Gletscher oder zumindest perennierende Firnfelder darstellen. Teilweise war eine Abgrenzung der Gletscher aufgrund mangelnder Bildinformation nur sehr schwer möglich. Zusätzlich konnten einige Gebiete nicht zweifelsfrei als Gletscherflächen identifiziert werden. Ebenso wird die „wahre“, gekrümmte Oberfläche unterschätzt. Stark mit Obermoräne bedeckte Gletscher sind unter Umständen fälschlich als nicht vergletschert eingestuft worden. Da keine Ergebnisse einer direkten, terrestrischen Vermessung vorliegen, die zu Vergleichszwecken herangezogen werden könnten, kann der Fehler nur geschätzt werden. Er dürfte im Bereich von $\pm 10\%$ der Flächenangaben liegen.

Insgesamt wurden 82 Polygone als Gletscherflächen ausgewiesen. Deren Gesamtfläche beträgt 252,56 km². Die größte zusammenhängende Fläche nimmt mit beinahe 60 km² das

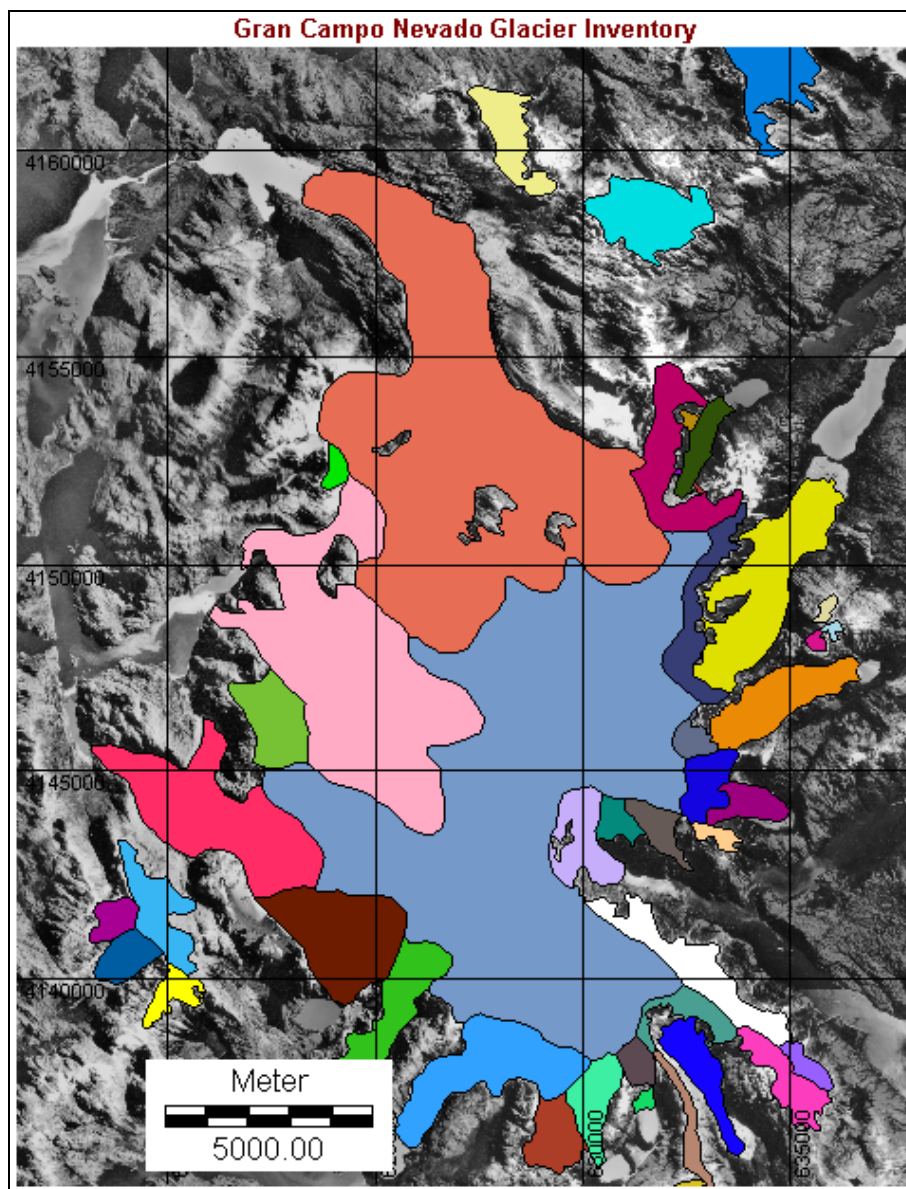


Abb. 7.12 Gletscherpolygone nach der Digitalisierung auf der Grundlage des Orthophotomosaiks der Luftbildserie von 1998.

Eisplateau des Gran Campo Nevado ein. Diese Fläche ist allerdings nicht als eigener Gletscher anzusprechen, da sie lediglich die oberen Einzugsgebiete einiger großer Auslassgletscher umfasst. Um diesen Mangel zu beseitigen, wurde die Fläche mit Hilfe des Moduls "*watershed*" in IDRISI auf die Auslassgletscher aufgeteilt. Das Modul "*watershed*" sucht ausgehend von einer angegebenen Anzahl von Polygonen und deren Lage und Größe alle Pixel innerhalb eines durch ein weiteres Polygon - in diesem Fall das Polygon der aufzuteilenden Eiskappe - definierten Bereiches des DGM, welche aufgrund des Reliefs zu den einzelnen Einzugsgebieten gehören müssen (EASTMAN 1999). Bei diesem Vorgehen wird davon ausgegangen, dass das Eis entsprechend der Oberflächentopographie abfließt. Dies stellt zwar nur eine Näherung an die tatsächlichen glaziologischen Verhältnisse dar, sollte aber auch keine allzu großen Fehler erzeugen.

Abb. 7.12 und Abb. 7.13 zeigen die Verteilung der Eisfläche auf die einzelnen Teileinzugsgebiete vor und nach der Aufteilung der Eiskappe durch die Operation "*watershed*". Die bei der Erstellung des DGM kritischen Gebiete auf der Eiskappe, wo geringer Kontrastumfang in den Luftbildern eine detailgenaue Ableitung des DGM durch photogrammetrische Auswertung unmöglich macht, treten hier deutlich als Artefakte in Form geradlinigen Einzugsgebietsgrenzen zu Tage.

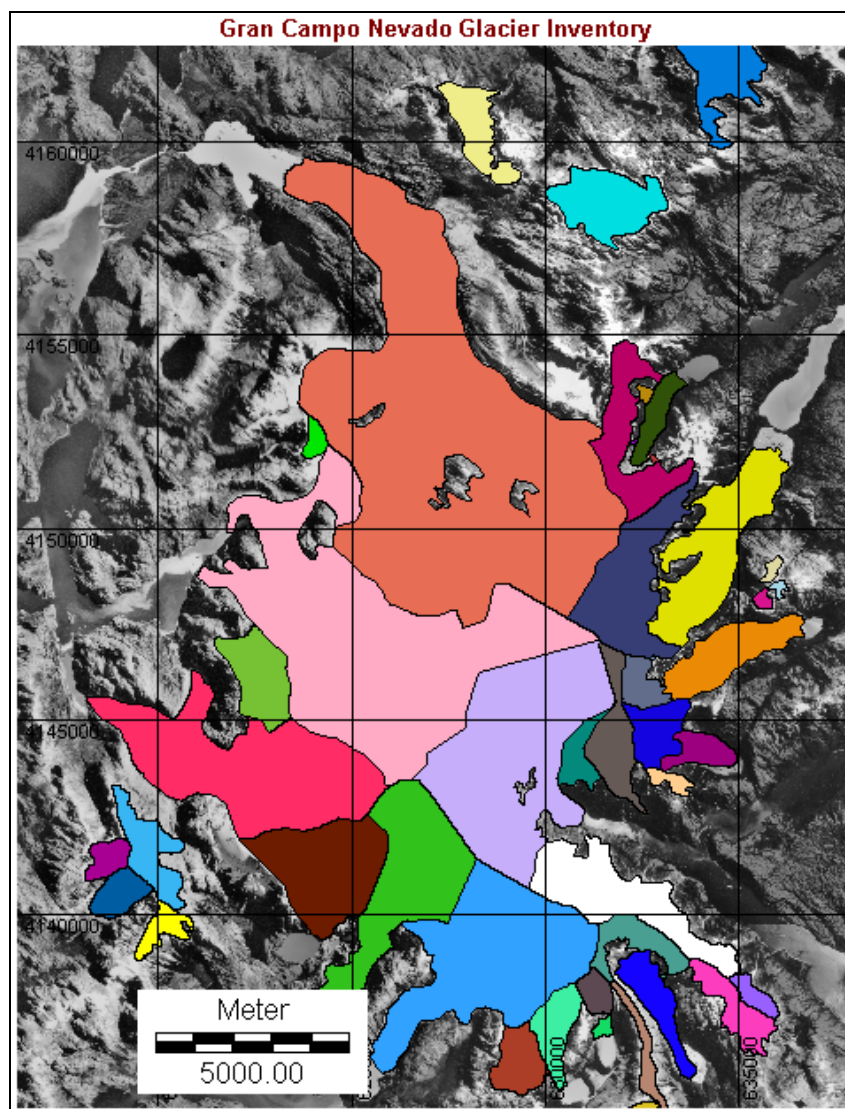


Abb. 7.13 Gletscherpolygone Eiskappe des Gran Campo Nevado nach der Digitalisierung auf der Grundlage des Orthophotomosaiks der Luftbildserie von 1998 und anschließender Aufteilung des zentralen Polygons der Eiskappe auf die Auslassgletscher mit Hilfe des IDRISI-Moduls "*watershed*".

Abb. 7.14 zeigt die südliche Península Muñoz Gamero mit der Gran Campo Nevado Eiskappe und den einzelnen Polygonen der Teilgletscher. Die zusammenfassende Darstellung einiger Kenngrößen jedes Gletschers enthält Tab. 7.5a,b. Das Gletscherinventar der südlichen Península Muñoz Gamero wurde in die Datenbank des WGMS (HÄBERLI 1995, 1998, HÄBERLI ET AL. 2000) eingespeist, wodurch eine bis dato bestehende Lücke in der vollständigen Inventarisierung der Gletscherflächen in Chile (vgl. CASASSA 1995, CASASSA ET AL. 1998) geschlossen werden konnte.

Gletscher Gruppe	GI-Name	Northing	Eastin g	N	Flä.	Mittl. Weite	Mittl. Länge	Max. Länge	Exp.	Max. Ele.	Mittl. Ele.	Min. Ele.
Varas / RC1L0001	GCN01	4165743	632820	1	0.87	0.44	1.67	1.78		1098	972	845
	GCN02	4163153	632560	3	6.91	0.58	6.16	6.63	E	1110	769	428
	GCN03	4165378	633315	1	0.1	0.2	0.45	0.48	E	792	641	489
	GCN04	4164478	632090	1	0.57	0.44	1.17	1.19	W	1034	890	746
M. Apección / RC1L0002	GCN05	4163203	638455	1	0.49	0.4	1.09	1.28	E	1010	844	677
	GCN06	4163568	638020	1	0.15	0.3	0.45	0.53	NE	1010	911	812
RC1L0003	GCN07	4160218	628285	1	2.36	0.62	3.09	3.38	NE	1050	770	490
RC1L0004	GCN08	4158298	631585	2	3.95	1.25	1.79	3.18		910	732	554
Gran Campo Nevado / RC1L0005	GCN09	4153503	627670	1	51.46	3.45	12.16	14.2	NW	1625	863	101
	GCN10	4152533	631855	1	4.36	0.7	4.92	5.66	E	1420	799	178
	GCN11	4153468	632580	1	0.14	0.23	0.38	0.48	E	545	392	238
	GCN13	4152838	632910	1	1.26	0.47	2.53	2.65	NE	712	404	96
	GCN14	4151858	632795	1	0.04	0.12	0.29	0.4	NW	693	568	442
	GCN15	4149073	632250	1	6.4	0.94	4.97	6.14	SE	1682	1202	722
	Galeria	4149518	634445	1	7.25	1.17	5.64	5.97	NE	1104	552	0
	Lengua	4146678	634845	1	3.62	0.85	3.78	4.09	SE	1013	556	98
	GCN20	4146038	632615	1	1.17	0.65	1.21	1.61	NE	1618	1201	784
	GCN21	4144703	632855	1	1.94	0.81	1.77	2.18	SW	1402	838	273
	GCN22	4144268	633970	1	1.23	0.55	1.63	2.06	E	777	441	105
	GCN23	4143463	633200	2	0.43	0.36	1.19	1.27	E	1066	807	547
	GCN24	4144828	631805	1	2.76	0.52	3.07	4.68	S	1678	952	225
	GCN25	4144378	630720	1	1.19	0.34	1.56	2.8	S	1414	922	429
	GCN26	4143908	629200	1	17.25	2.25	6.52	7.18	SW	1671	836	0
	GCN27	4140238	632295	1	6.37	0.96	5.91	6.19	NE	1534	890	245
	GCN28	4137943	635375	1	0.64	0.4	1.43	1.58	NE	1037	742	446
	GCN29	4137663	634840	1	1.98	0.64	2.76	3.24	S	1042	768	494
	GCN30	4139173	632430	1	1.87	0.5	3.85	3.66	SE	1530	998	465
	GCN31	4137463	632845	1	2.1	0.53	3.54	3.6	S	734	462	189
	GCN32	4136573	632620	1	0.95	0.23	3.49	3.8	E	915	713	511
	GCN33	4138068	631275	1	0.78	0.66	1	1.25	SE	1416	1010	603
	GCN34	4137133	631465	1	0.21	0.27	0.36	0.49	SE	645	523	401
	GCN35	4136913	630270	1	1.91	0.61	2.34	2.9	S	1363	839	314
	GCN36	4136353	629350	1	1.88	1.06	1.42	1.94	S	1202	892	582
	GCN37	4138718	628420	1	14.39	1.65	5.37	6.94	S	1522	786	50
	GCN38	4140513	626010	1	9.47	1.23	4.3	6.63	SW	1626	842	58
	GCN39	4141013	624000	1	6.92	1.71	2.61	3.55	S	1578	882	185
	GCN40	4144168	622090	1	15.06	1.58	5.58	8.25	W	1606	862	118
	GCN41	4146128	622455	1	3.1	1.2	2.18	2.84	NW	1326	889	451
	GCN42	4146836	625377	1	30.91	1.99	7.86	11.6	NW	1654	827	0
	GCN43	4152393	624035	1	0.44	0.36	0.8	1.12	W	1067	918	768

Tab. 7.5a Tabellarische Übersicht zum Gletscherinventar der Península Muñoz Gamero, südlicher Teil; Angaben zu Flächen und Längen sind in km bzw. km². Höhenangaben und Positionsangaben sind metrisch. Fortsetzung als Tab. 7.5b auf der nächsten Seite.

Gletscher Gruppe	GI-Name	Northing	Eastin g	N	Flä.	Mittl. Weite	Mittl. Länge	Max. Länge	Exp.	Max. Ele.	Mittl. Ele.	Min. Ele.
RC1L0006	GCN44	4141768	619770	1	2.46	0.58	2.29	3.64	NE	912	713	513
	GCN45	4139638	620160	1	0.96	0.53	0.91	1.66	SE	927	678	429
	GCN46	4140598	619070	1	1.28	0.81	1.18	1.38	SW	884	679	474
	GCN47	4141458	618710	1	0.87	0.59	1.23	1.47	SW	811	711	610
RC1L0007	GCN48	4139728	614545	1	0.88	0.57	1.43	1.64	NE	805	653	500
Cerro Cónico / RC1L0008	GCN49	4133073	634200	1	3.62	0.84	3.67	4.23	NE	1215	640	64
	GCN50	4133713	634375	1	0.14	0.11	0.6	0.61	E	375	218	61
	GCN51	4130818	634575	1	0.79	0.33	1.42	1.81	E	1112	652	191
	GCN52	4130798	622790	1	0.32	0.38	0.74	0.83	E	293	200	107
	GCN53	4129733	635160	1	0.34	0.35	0.67	0.94	SE	856	686	516
	GCN54	4130343	633830	1	3.06	0.88	2.72	3.49	S	1238	693	147
	GCN55	4129038	634620	1	0.08	0.11	0.64	0.71	S	538	369	200
	GCN56	4129928	632570	1	2.33	1.37	2.33	3.07	S	1167	730	292
	GCN57	4129668	630030	1	1.75	0.49	3.17	3.34	S	1029	732	434
	GCN58	4131418	632955	1	1.58	0.44	3.15	3.16	SW	1214	976	737
	GCN59	4131678	632050	1	0.45	0.34	0.89	1.16	W	807	659	511
	GCN60	4133043	630210	1	2.9	1.14	2.18	2.54		1107	830	552
	GCN61	4132468	631930	1	0.26	0.19	0.9	1.15	NW	942	815	687
	GCN62	4132603	632745	1	1.67	0.75	1.77	2.11	W	1220	872	524
	GCN63	4134723	632475	1	0.75	0.65	0.95	1.24	NW	991	855	719
RC1L0009	GCN64	4132908	625590	1	0.77	0.28	1.88	2.15	SE	881	704	527
	GCN65	4131068	624005	1	0.74	0.81	1.33	1.8	SE	910	729	547
	GCN66	4130838	635510	1	1.09	0.4	1.54	1.82	SW	933	767	600
	GCN67	4131628	621760	1	0.38	0.26	1.14	1.46	NE	856	740	623
RC1L0010	GCN68	4126223	632750	1	4.1	0.77	2.39	3.53	E	1009	766	522
	GCN69	4126383	633355	1	0.49	0.43	0.99	1.06	E	826	564	302
RC1L0011	GCN71	4125988	619775	1	1.06	0.58	1.4	1.63	SE	853	613	373
RC1L0012	GCN70	4125873	628760	1	0.3	0.39	0.64	0.75	S	906	791	676
RC1L0013	GCN72	4122848	628795	1	0.49	0.48	0.89	0.99	E	858	681	503
	GCN73	4121448	628850	1	0.47	0.29	0.89	1.49	SE	804	629	454
	GCN74	4120833	628790	1	0.13	0.15	0.47	0.8	E	800	658	516
RC1L0014	GCN77	4119068	616035	1	0.36	0.28	1	1.22	E	948	788	628
	GCN78	4121058	614855	1	0.39	0.35	0.72	0.91		926	754	581
	GCN79	4120268	615345	1	0.32	0.34	0.95	0.96	E	931	805	679
	GCN80	4120283	614745	1	0.44	0.47	0.77	0.9	S	923	761	598
RC1L0015	GCN75	4119913	617210	1	0.34	0.42	0.72	0.82	E	898	772	645
	GCN76	4118788	617755	1	0.35	0.42	0.7	0.86	E	922	769	616
El Camello / RC1L0016	GCN16	4148938	635820	1	0.2	0.24	0.71	0.81	NE	984	809	633
	GCN17	4148408	635995	1	0.13	0.16	0.51	0.63	SE	1030	844	658
	GCN18	4148193	635600	2	0.19	0.25	0.36	0.59	S	1030	842	654

Tab. 7.5b Tabellarische Übersicht zum Gletscher Inventar der Península Muñoz Gamero, südlicher Teil; Angaben zu Flächen und Längen sind in km bzw. km². Höhenangaben und Positionsangaben sind metrisch. Fortsetzung von Tab. 7.5a der vorhergehenden Seite.

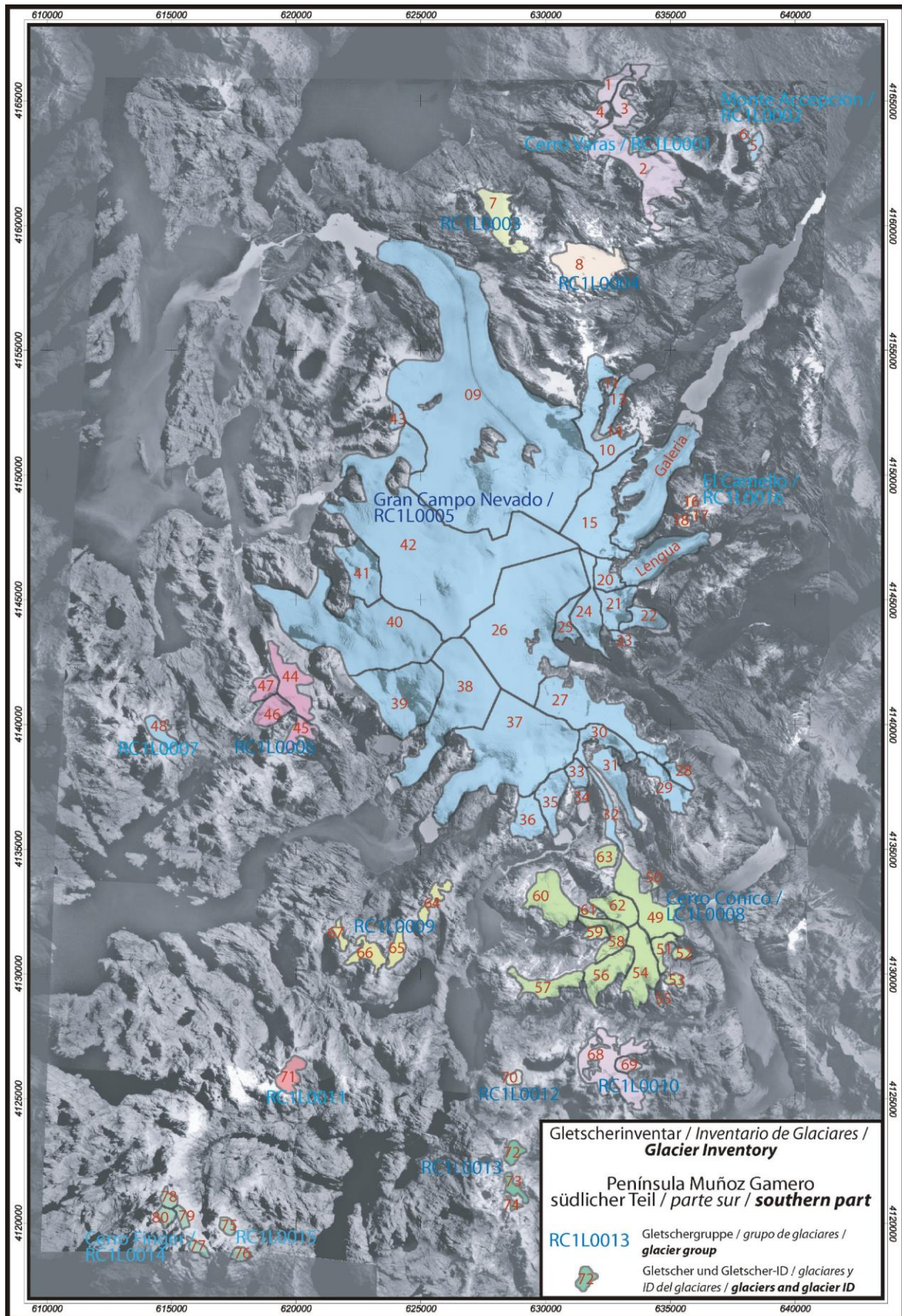


Abb. 7.14 Die Eiskappe des Gran Campo Nevado auf der südlichen Peninsula Muñoz Gamero bei 53°S, Chile und die umgebenden kleinen Gletscherflächen.

7.5 Gletscherstandsänderungen am Gran Campo Nevado

Neben den Aufnahmen der Luftbildserie von 1998 konnte mit Hilfe des räumlichen Rückwärtsschritts (Kap. 7.3) auch das Luftbildmaterial der Jahre 1942 und 1984 orthorektifiziert werden und im gleichen Koordinatensystem wie die Ortholuftbildkarte des Jahres 1998 vorgehalten werden. Auch die Satellitenbilder vom Typ Landsat TM bzw. ETM von 1986 und 2002 wurden in das entsprechende Koordinatensystem (South America 1969) georeferenziert. So steht eine Zeitreihe mit den Zeitschnitten 1942, 1984, 1986, 1998 und 2002 zur Verfügung, die es erlaubt, Veränderungen im Bereich der Gletscherzungen der Eiskappe zu dokumentieren. Die entsprechenden Gletscherstände wurden im Bildmaterial digitalisiert und anschließend in Form von Flächen- und Längenänderungen ausgewertet. Abb. 7.15 veranschaulicht das Verfahren am Beispiel des Glaciar Lengua an der Osseite des Gran Campo Nevado.

In den fünf Teilausschnitten (Nortoste, Oeste, Suroeste, Lengua und Galería (Abb. 7.16)) wurden insgesamt 10 Gletscherzungen bearbeitet und anschließend bei der Bestimmung der Längenänderungen bzw. der Flächenänderungen teilweise aggregiert. Die Abb. 7.17 bis 7.26 dokumentieren die Gletscherstände der fünf Teilgebiete in der Ortholuftbildkarte und als perspektivische 3-D-Ansicht. Abb. 7.27 und 7.28 sowie die Tab. 7.6 und 7.7 fassen die gefundenen Längen- und Flächenänderungen zusammen. Die Änderungen sind hierbei als Verkürzung bzw. Flächenabnahme des jeweiligen Gletschers zu interpretieren. Die relativen Längen- bzw. Flächenänderungen wurden jeweils auf die Ausdehnung des Gletschers am Anfang des betrachteten Zeitintervalls bezogen und nicht notwendig auf den ältesten verfügbaren Gletscherstand.

Die Längenänderungen variieren sowohl räumlich als auch zeitlich beträchtlich. Insgesamt ist aber festzustellen, dass keine der untersuchten Gletscherzungen einen Vorstoß aufweist. Einige Gletscher erfuhren in einem der Zeitintervalle keine signifikante Veränderung der Länge. Lediglich zwei Gletscher (Oeste, nördlicher Teil und Norte) weisen im Zeitraum seit 1984 bzw. 1986 keinen Gletscherrückzug auf.

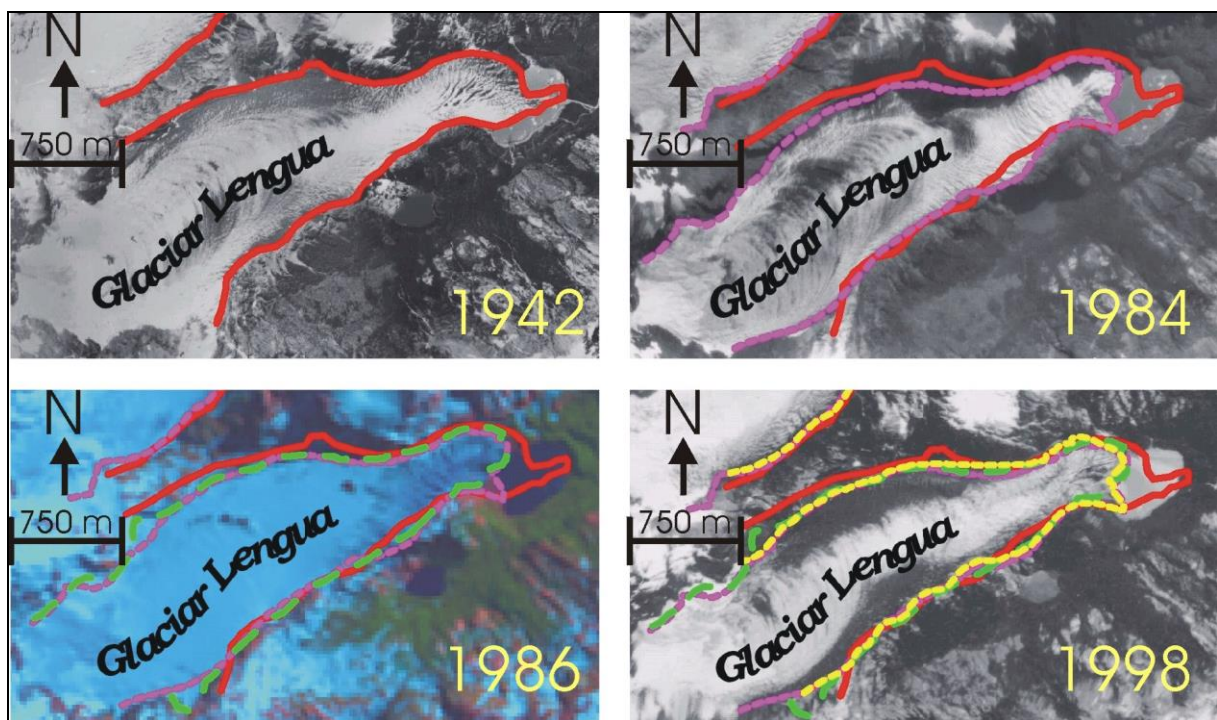


Abb. 7.15 Digitalisierung der Gletscherstände am Glaciar Lengua an der Ostseite des Gran Campo Nevado im Bildmaterial der Zeitschnitte 1942, 1984, 1986 und 1998.

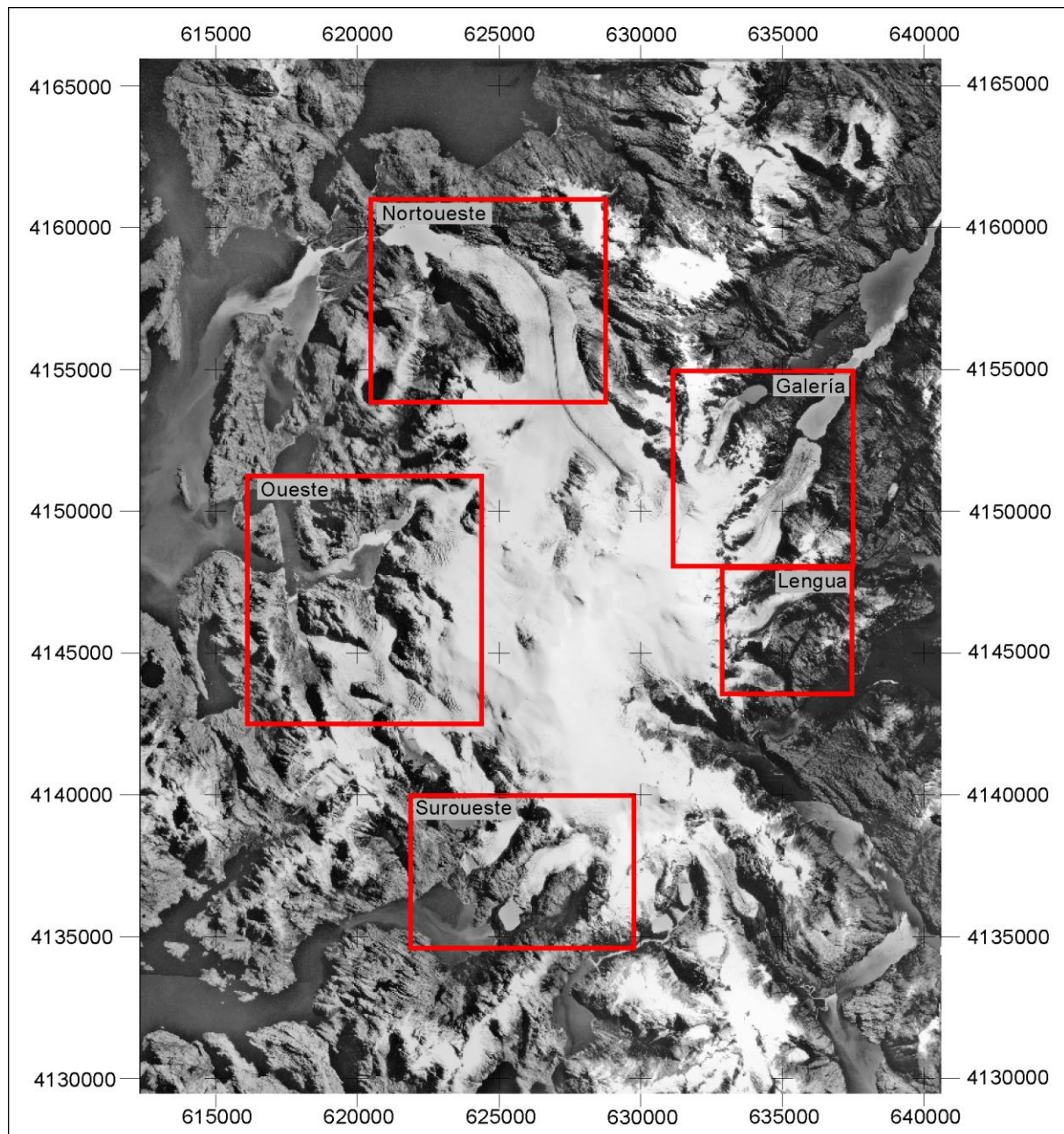


Abb. 7.16 Übersicht über die fünf Detailausschnitte (Nortoueste, Oeste, Suroeste, Lengua und Galería) zur Untersuchung von Gletscherstandsveränderungen der Gran Campo Nevado Eiskappe.

Viele der Gletscher kalben in proglaziale Seen oder in Fjorde. Das rasche Zurückziehen um eine weite Strecke innerhalb kurzer Zeit ist sehr typisch für diese Art von Gletscherzungen, weil sie im Verlauf des Rückzugs mit einem immer größeren, wärmeren Wasserkörper in Form des proglazialen Sees oder Fjordes in Kontakt stehen. Wenn solche Gletscher sich bis zum gletscherseitigen Ende des Sees zurückgebildet haben, verharren sie wiederum oft lange Zeit an dieser Position, so wie dies z. B. am Glaciar Norte zu beobachten ist. Fast die Hälfte der Gletscher (Nortoueste, Oeste (südl. links), Oeste (südl. rechts) und Galería) zeigen über die drei betrachteten Zeitintervalle hinweg eine Erhöhung der Rückzugsrate, was auf anhaltend negative Massenbilanz hinweist (HÄBERLI ET AL. 1999).

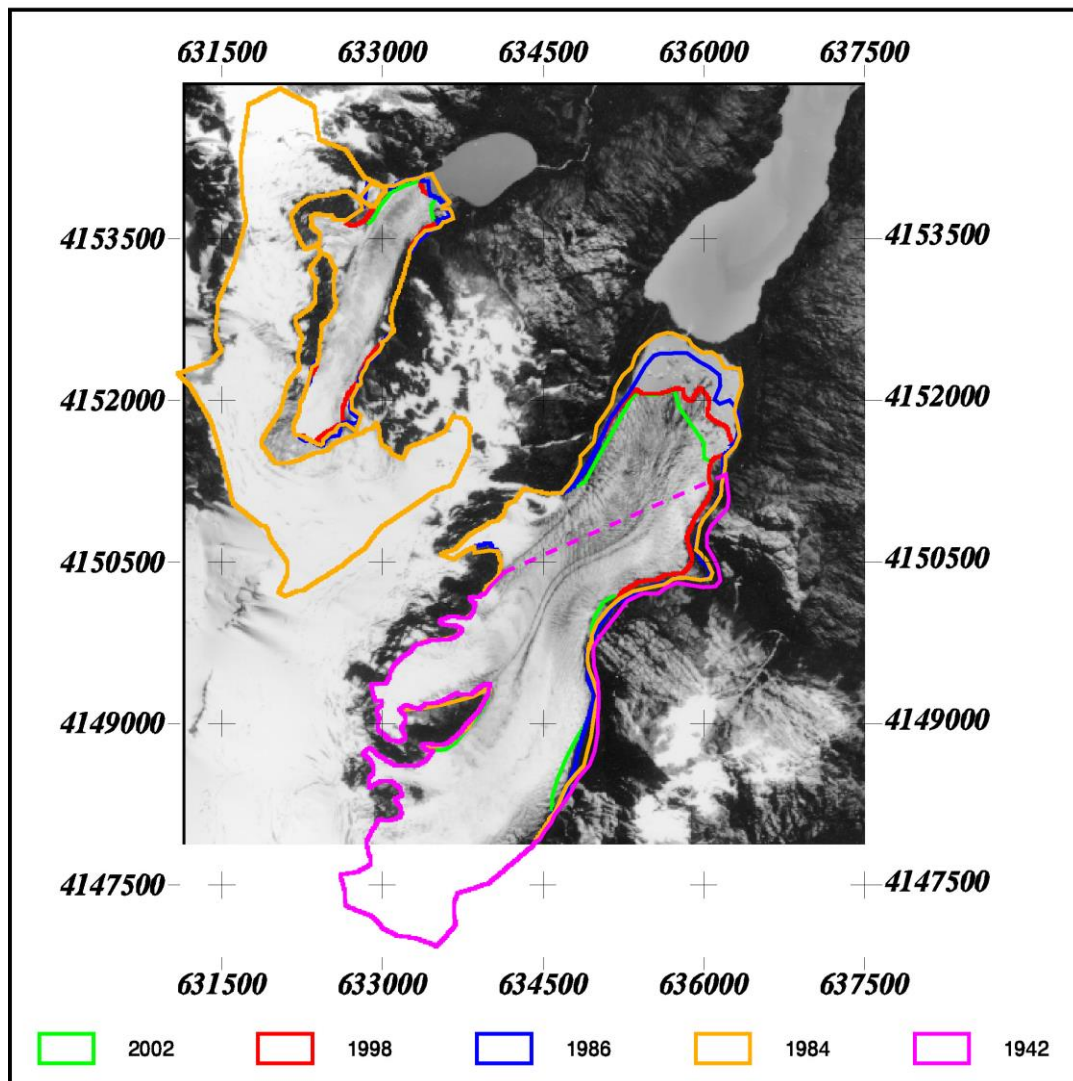


Abb. 7.17 Gletscherstände an den Gletscherzungen Galería und Norte.

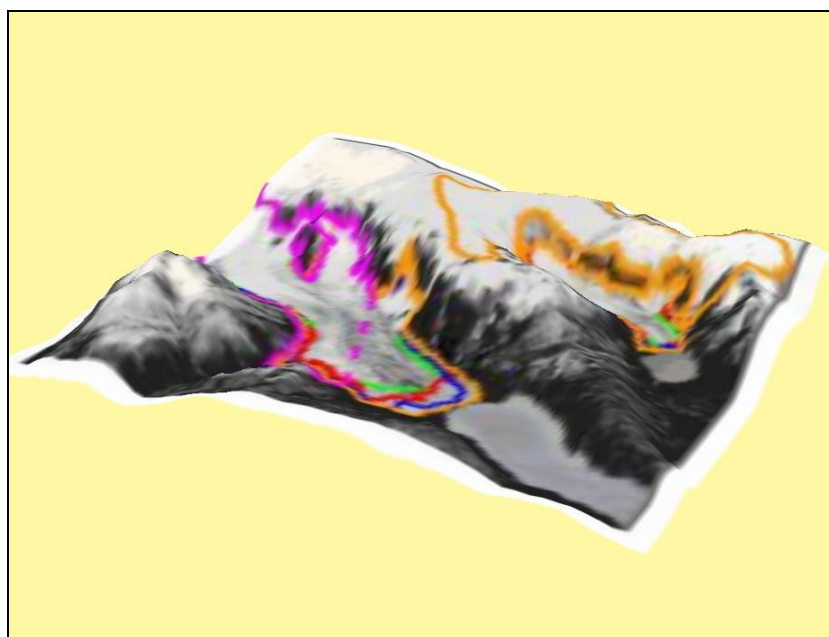


Abb. 7.18 Perspektivische Ansicht der Gletscherzungen Galería und Norte.

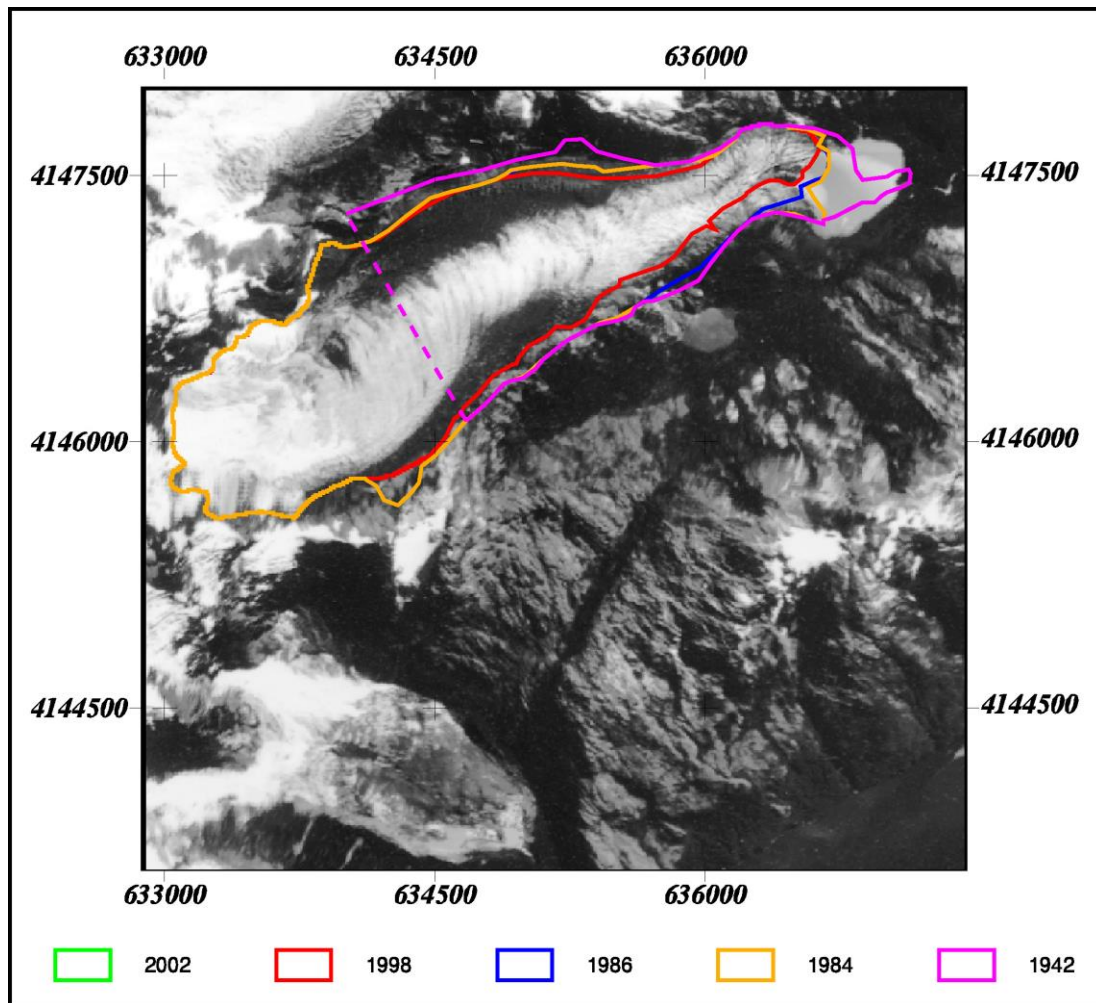


Abb. 7.19 Gletscherstände an der Gletscherzunge Lengua.

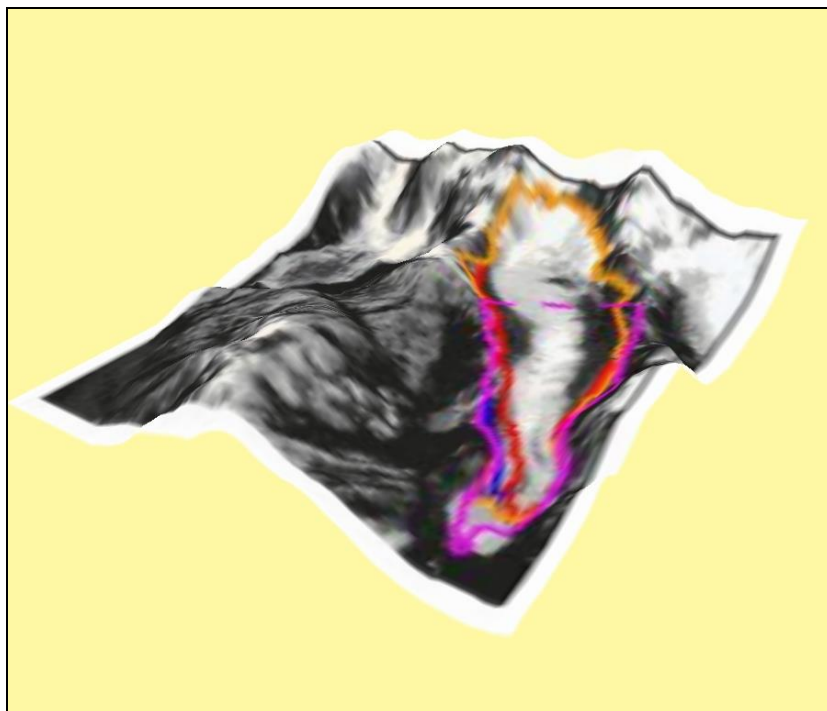


Abb. 7.20 Perspektivische Ansicht der Gletscherzunge Lengua.

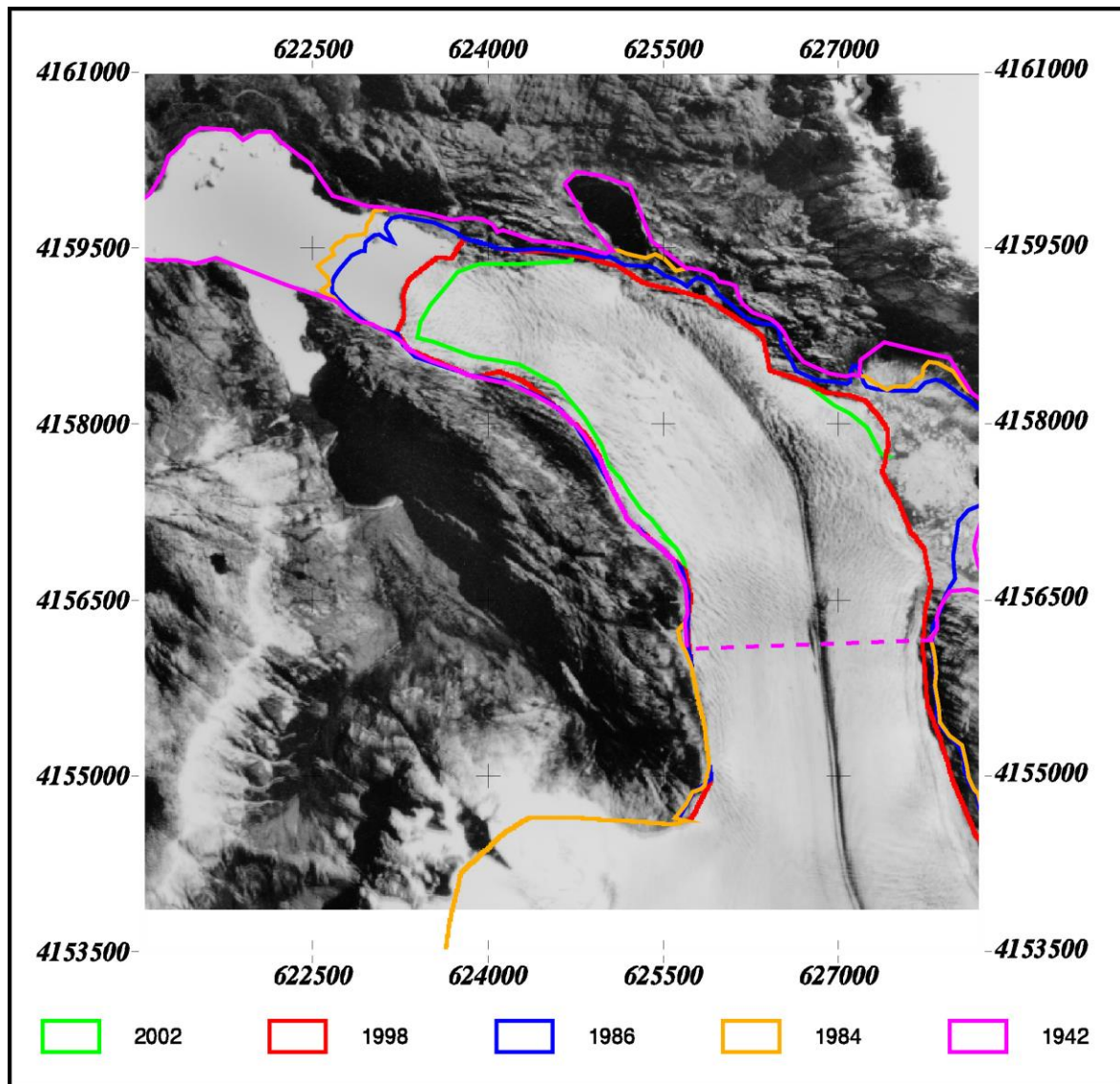


Abb. 7.21 Gletscherstände an der Gletscherzunge Nortoeste.

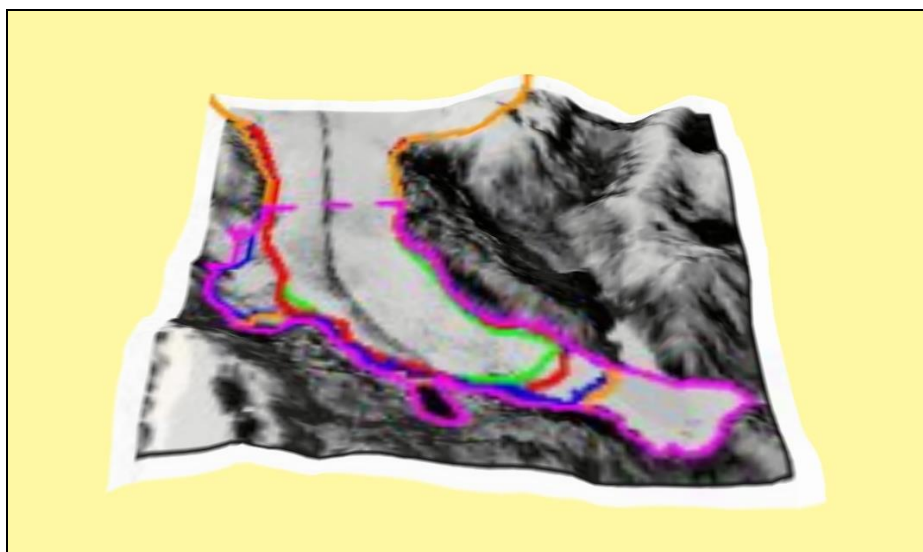


Abb. 7.22 Perspektivische Ansicht der Gletscherzunge Nortoeste.

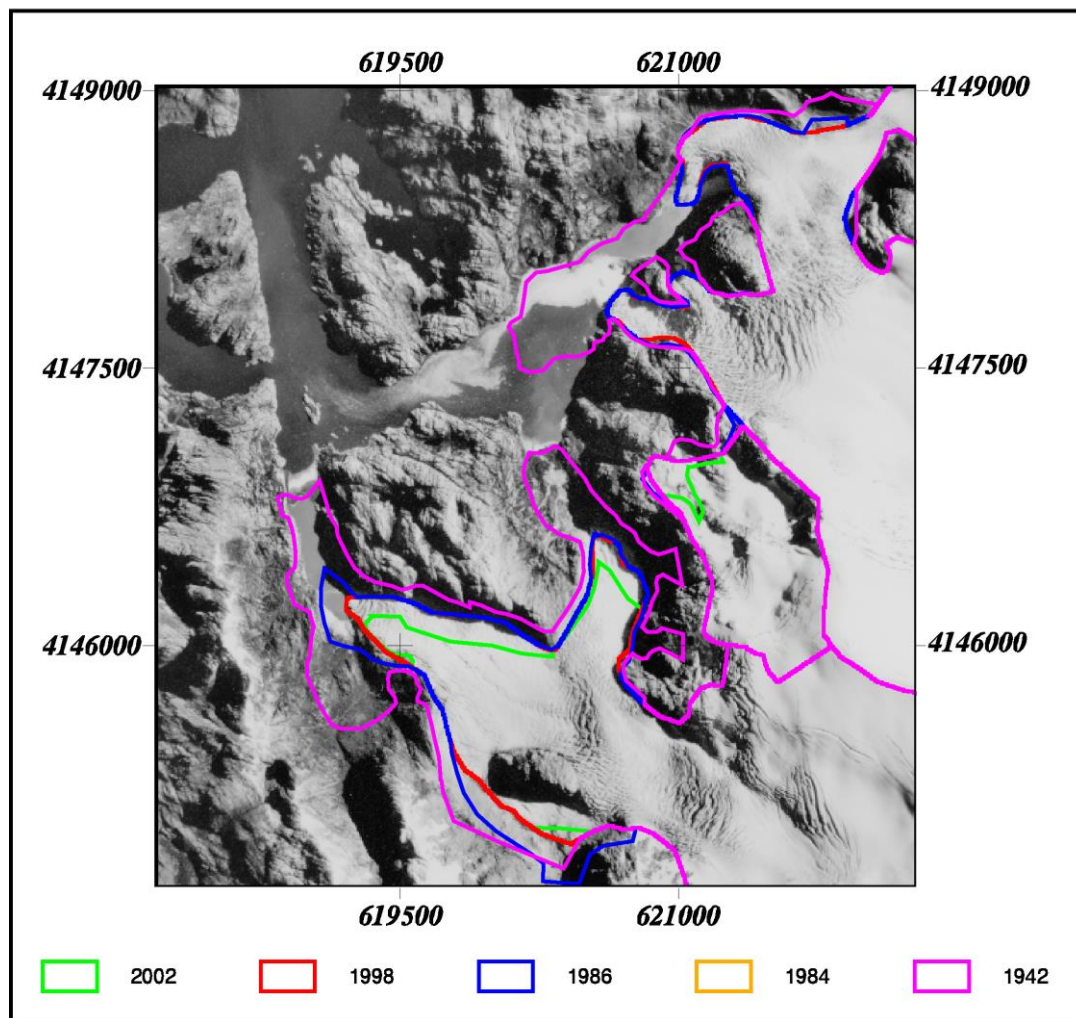


Abb. 7.23 Gletscherstände an den Gletscherzungen Oeste.

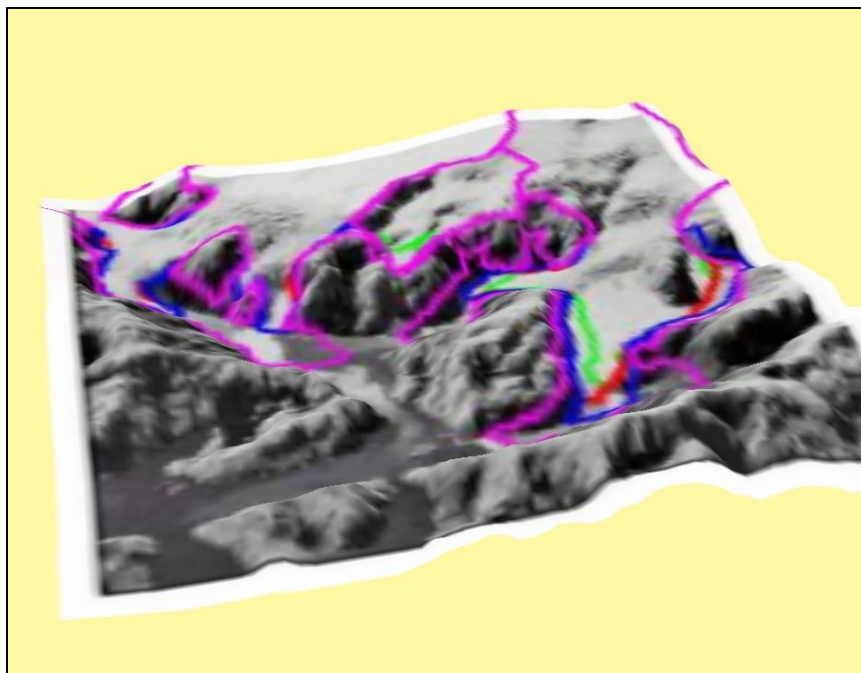


Abb. 7.24 Perspektivische Ansicht der Gletscherzungen Oeste.

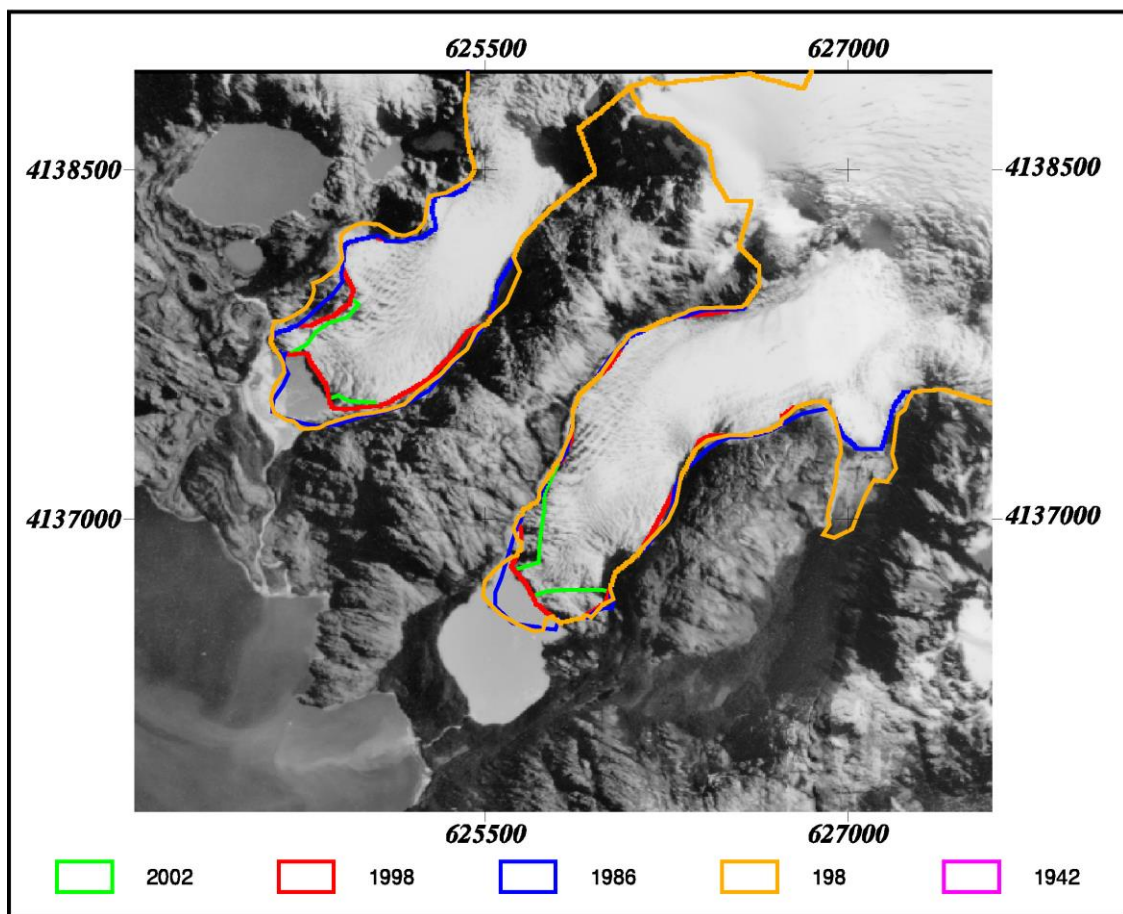


Abb. 7.25 Gletscherstände an den Gletscherzungen Suroeste.

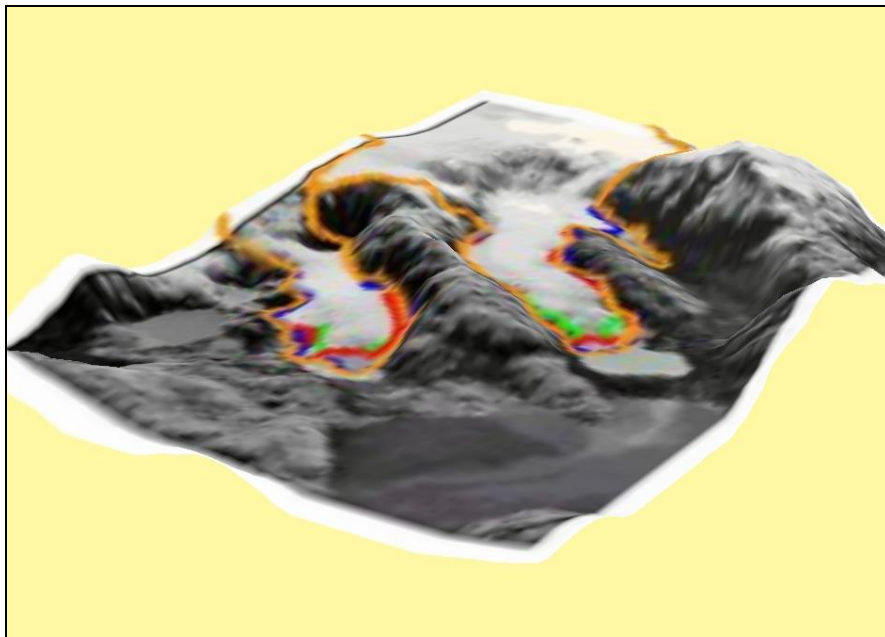


Abb. 7.26 Perspektivische Ansicht der Gletscherzungen Suroeste.

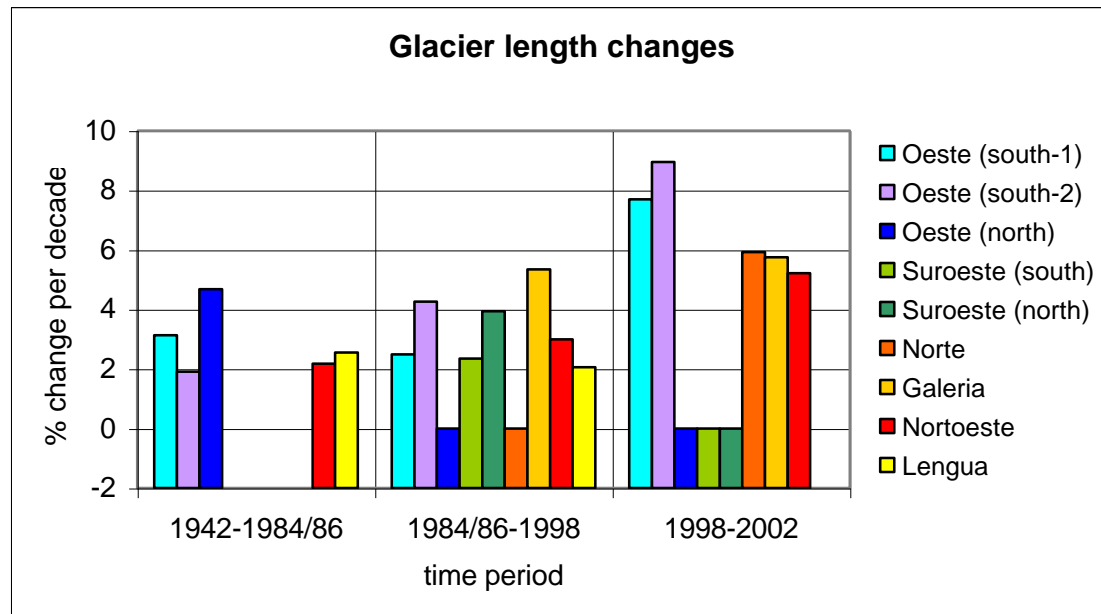


Abb. 7.27 Längenänderungen von 9 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.

Gletscher	Zeitraum	Längen- änderung [m]	Längen- änderung [%]	Längenänderung pro Jahrzehnt [%]
Oeste (südl. / rechts)	1942-2002	1639	23.3	3.9
Oeste (südl. / links)	1942-2002	1553	19.3	3.2
Oeste (nördl.)	1942-2002	2447	25.9	4.3
Suroeste (südl.)	1984-2002	238	3.3	1.8
Suroeste (nördl.)	1984-2002	380	5.5	3.1
Nortoeste	1942-2002	2433	17.2	2.9
Norte	1984-2002	101	2.4	1.3
Galeria	1984-2002	601	9.6	5.3
Lengua	1942-1998	617	13.4	2.4
Alle Gletscher	1942-2002	Gewichtetes Mittel:		3.2

Tab. 7.6 Längenänderungen von 9 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.

Maximale Längenänderungen liegen bei ca. 8% pro Dekade. Zwei der Gletscher (Oeste (nördl.) und Nortoeste)) sind im Zeitraum seit 1942 über 2 km kürzer geworden. Die beobachtete relative Längenänderung liegt zwischen 13% und 26% im Zeitraum 1942 bis 2002. Im Mittel aller untersuchter Gletscherzungen tritt ein erheblicher Gletscherrückzug von 3,2% pro Dekade seit 1942 auf.

Die beobachtete mittlere Änderung der Gletscherflächen liegt mit 2,4% in ganz ähnlicher Größenordnung. Dies weist darauf hin, dass die Gletscher in den letzten 60 Jahren vornehmlich noch in der Lage waren, ihr Bett auszufüllen und sich lediglich die Gletscherlänge aufgrund von Klimavariabilität angepasst hat. Die Eiskappe ist also nicht in einem Stadium der Desintegration. Ähnlich wie bei den Längenänderungen ist die Spanne beobachteter Flächenänderungen im Zeitraum seit 1942 mit zwischen 11% und 25% recht weit. Die Gletscher mit hohem mittlerem Längenverlust (Galería, Lengua, Oeste) sind auch die Gletscher mit hohem mittlerem Flächenverlust. Die beiden nach Osten ausgerichteten Gletscher Galería und Lengua weisen die höchsten Flächenverluste auf. Bei den Längenverlusten ist das Bild allerdings nicht so klar, weil auch der nach Westen ausfließenden Oeste hohe Verlustraten zeigt. Eine klare Abhängigkeit der Rückzugsraten

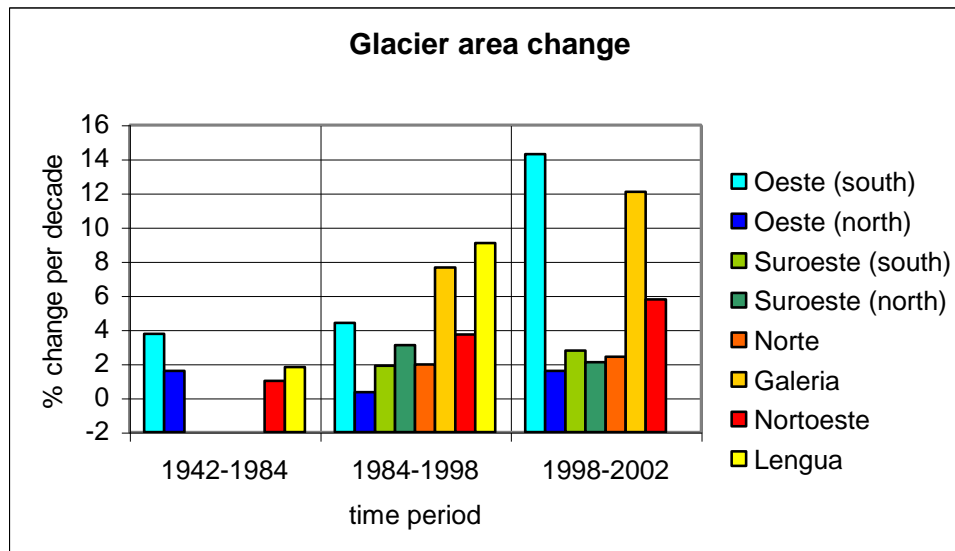


Abb. 7.28 Flächenänderungen von 8 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.

Gletscher	Zeitraum	Flächen- änderung [km ²]	Flächen- änderung [%]	Flächenänderung pro Jahrzehnt [%]
Oeste (südlich)	1942-2002	4.9	25.5	4.2
Oeste (nördlich)	1942-2002	2.8	7.7	1.3
Suroeste (südlich)	1984-2002	0.6	3.7	2.1
Suroeste (nördlich)	1984-2002	0.5	5.1	2.9
Nortoeste	1942-2002	6.4	11.3	1.9
Norte	1984-2002	0.2	3.7	2.0
Galeria	1984-2002	1.2	15.0	8.3
Lengua	1942-1998	0.7	19.4	3.5
Alle Gletscher	1942-2002	Gewichtetes Mittel:		2.4

Tab. 7.7 Flächenänderungen von 8 Gletscherzungen am Gran Campo Nevado seit 1942.

von der Exposition der Gletscherzungen kann also nicht festgestellt werden. Die Tendenz zu hohen Rückzugsraten auf der Ostseite ist dennoch bemerkenswert, weil sich hier möglicherweise eine Abhängigkeit der Massenbilanz vom Niederschlag zeigt. Der Niederschlag könnte in Abhängigkeit von der mittleren westlichen Anströmgeschwindigkeit der feuchten Luftmassen gerade östlich der Eiskappe stärker variieren als an ihrer Westseite.

Im Vergleich zu den im 20. Jahrhundert beobachteten Gletscherstandsänderungen am SPI (siehe Kap. 2.4 und Kap. 2.6) nimmt sich der beobachtete Gletscherrückzug am Gran Campo Nevado nicht unverhältnismäßig groß aus. Allerdings würden Raten von 3% pro Dekade am SPI wesentlich größeren Längen- bzw. Flächenänderungen entsprechen, so dass der Gletscherwandel am Gran Campo Nevado schon als außergewöhnlich bezeichnet werden kann. Im Gegensatz zu den Gletschern der Cordillera Darwin (HOLMLUND UND FUENZALIDA 1995, vgl. Kap. 2.6) können am Gran Campo Nevado nirgendwo Gletschervorstöße beobachtet werden. Das Verharren einiger Gletscher in ihrer jeweiligen Position über etliche Jahre hinweg scheint eher der Morphometrie des Gletscherbeckens (proglaziale Seen, s. o.) als einer zeitweise wieder positiven Massenbilanz zu zuschreiben zu sein.

Die Änderungen der Gletscherzungen an den untersuchten Gletschern wurden in die Datenbank des WGMS (HÄBERLI ET AL. 1999, 2000) eingespeist.

8. Energie- und Massenbilanz am Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado

8.1 Überblick

Die Beschreibung der Wechselwirkung von Gletschern mit dem Klima (Abb. 8.1) steht im Mittelpunkt vieler Anstrengungen zur Modellierung der Energie- und Massenbilanz von Gletschern. Einen hervorragenden Überblick über aktuelle Ansätze zu diesem Thema bietet OERLEMANS (2001). Methoden und Möglichkeiten der Massenhaushaltserfassung von Gletschern sind - abgesehen von den modernen Techniken der Fernerkundung und von GPS - immer noch weitgehend aktuell bei HOINKES (1970) zusammengefasst. Einen guten Überblick bietet auch PATERSON (1994). Die klassische Messtechnik mit der glaziologischen Methode wird ausführlich bei KASER ET AL. (2003) behandelt.

Der Kontext der Anwendungen reicht von der Modellierung vergangener oder zukünftiger Ausdehnungen von Gletschern (OERLEMANS 1992, HÄBERLI UND HÖLZLE 1995, BAHR UND DYURGEROV 1999, HÄBERLI ET AL. 1999, KLOK UND OERLEMANS 2003), über die Auswirkung von Gletscherstandsänderungen auf den Abfluss im Gebirge und die Gefährdung durch morphodynamische Prozesse bis hin zur Frage des Beitrags der Gletscher und Eiskappen zur Variation des globalen Meeresspiegels (OERLEMANS UND FORTUIN 1992, WIGLEY UND RAPER 1995, COGLEY UND ADAMS 1998) und der Frage nach der Tauglichkeit von Gletschern als Proxy für globale oder regionale Klimaschwankungen (HÄBERLI 1995, DYURGEROV UND BAHR 1999, TRABANT UND MARCH 1999). Von Bedeutung bei der Betrachtung der Wechselwirkung zwischen Klima und Massenbilanz am Glaciar Lengua ist, dass die Sensitivität der Gletscher gegenüber Klimaschwankungen um so höher ist, je kleiner der Gletscher ist (COGLEY UND ADAMS 1998) und je maritimer das Regionalklima ausgebildet ist (BRAITHWAITE UND ZHANG 1999b). Gegenüber den viel größeren Gletschern des SPI bieten dementsprechend die Gletscher des Gran Campo Nevado bessere Möglichkeiten um kurzzeitige Gletscherschwankungen zu beobachten. Das hochozeanische Klima im Südwesten Patagoniens ist hierbei zudem von Vorteil.

Aus der höhenabhängigen Energie- und Massenbilanz kann der spezifische Massenbilanzgradient eines Gletscher abgeleitet werden. Diese Kurve beschreibt die Änderung der Massenbilanz als Funktion der Geländehöhe (OERLEMANS 2001). Veränderungen des spezifischen Massenbilanzgradienten oder Verschiebungen der Kurve in Abhängigkeit von Änderungen der Klimatelemente können so zur Klärung der Beziehung zwischen Gletschermassenbilanz und Klimaschwankungen eingesetzt werden (OERLEMANS UND FORTUIN 1992, OERLEMANS 1991, 1992). Auch die Veränderlichkeit der Höhenlage von Firnlinie (equilibrium line) oder Schneelinie (snow line) kann als einfache Größe den

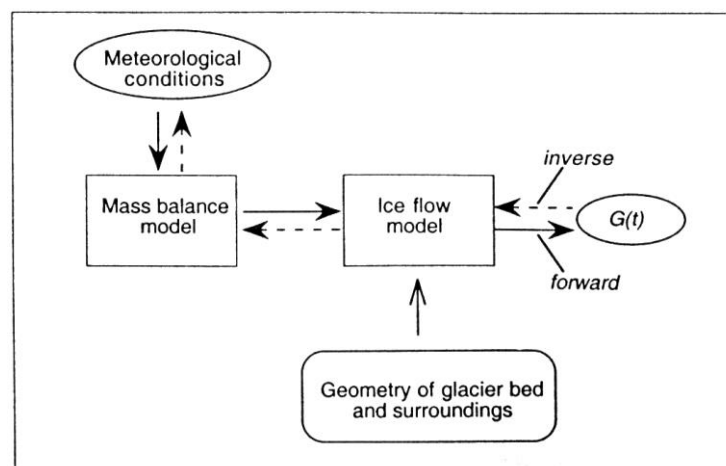


Abb. 8.1 Zum Zusammenhang von meteorologischen Bedingungen Massenbilanz, Fließdynamik, Gletscherbettgeometrie und zeitabhängiger Gletscherausdehnung ($G(t)$) (aus: OERLEMANS 2001).

Zusammenhang zwischen Klimavariabilität und Gletschermassenhaushalt dokumentieren (FITZHARRIS ET AL. 1997, CLARE ET AL. 2002, KLOK UND OERLEMANS 2003). Das Verhältnis zwischen Akkumulationsgebiet und Gesamtausdehnung des Gletschers (accumulation area ratio (AAR)) (WILHELM 1975) ist ebenfalls ein nützliches Maß zur Charakterisierung eines Gletschers, da es bei ausgeglichener Massenbilanz von den Jahresgängen der Temperatur und des Niederschlags abhängt und positiv mit der Massenbilanz korreliert (KASER ET AL. 2003).

Die direkte, dynamische Veränderung von Eismächtigkeit und Gletscherausdehnung und auch die Reaktionszeit eines Gletschers auf Klimaschwankungen bedürfen neben der Betrachtung der Massenbilanz auch geometrischer Überlegungen (z.B. OERLEMANS 1988, OERLEMANS 1992, RAPER ET AL. 2000) oder die Untersuchung der Fließdynamik (PATERSON 1994, OERLEMANS 2001). Im Rahmen der hier dargelegten Untersuchungen am Glaciar Lengua wird dieser Aspekt nicht vertieft. Eine einfache Abschätzung der Reaktionszeit (Γ) aus Gletschermächtigkeit am Zungenende (h) und Ablationsrate am Zungenende (b_t) in der Form

$$\Gamma = \frac{h}{-b_t} \quad (8.1)$$

nach JÓHANNESSON ET AL. (1989) ergibt für den Glaciar Lengua mit ca. 100 m Eismächtigkeit am Zungenende (Kap. 8.4) und ca. -12 m/a Ablation (Kap. 8.7) am Zungenende eine Reaktionszeit von ca. 8 Jahren.

8.2 Morphologie des Glaciar Lengua

Der in Kapitel 8 näher betrachtete Auslassgletscher des Gran Campo Nevado wird als `Glaciar Lengua` bezeichnet. Diese nicht offizielle Bezeichnung hat sich im Verlauf der Studien eingebürgert und wird als offizielle Bezeichnung für den Eiskörper beim Instituto Geográfico Militar in Santiago de Chile beantragt. Der Glaciar Lengua liegt im Osten des Gran Campo Nevado (Abb. 8.2) und bildet den Talschluss des rund 15 km² großen Einzugsgebiets des Río Lengua. Oberhalb des kesselartigen Talabschlusses liegen diejenigen Teile des Hochplateaus der Eiskappe des Gran Campo Nevado, die das Akkumulationsgebiet des Gletschers darstellen und somit zum Einzugsgebiet gehören (Abb. 8.3, Abb. 8.4). Sie sind vom eigentlichen Gletscher durch einen in ca. 800 m über dem Meer gelegenen Abbruch getrennt und vom Tal aus nicht einsehbar. Der Glaciar Lengua ist ein typischer Auslassgletscher der GCNE: Er liegt nahezu vollständig unterhalb der mittleren Gleichgewichtslinie (*equilibrium line altitude* (ELA)) und wird fast ausschließlich von Eislawinen genährt, die vom randlichen Abbruch des Hochplateaus abgehen. Seine AAR - also das Verhältnis von Nährgebiet zum Gesamtgebiet - ist mit ungefähr 0,4 zwischen 2000 und 2003 (vgl. Kap. 8.7) außerordentlich klein und beruht auf den extrem hohen Niederschlägen, die zu einem hohen Massenbilanzgradienten führen, was die Entstehung eines an der Größe des Nährgebiets gemessen erstaunlich großen Gletschers ermöglicht. Außerdem weist der niedrige Wert der AAR auf eine negative Massenbilanz im Betrachtungszeitraum hin (vgl. Kap. 8.7). Nach der Klassifikation von SCHNEIDER (1962) handelt es sich um einen Lawinenkesselgletscher. Die ungefähr 4 km lange und 1 km breite Zunge bricht in ihrem unteren Bereich mit steilen Séracs über eine Felsstufe ab, an deren Fuß sie in einen proglazialen See kalbt (Abb. 8.5). Dieser als Lago Lengua bezeichnete See liegt auf 90 m ü. d. Meer und hat sich in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts durch Abschmelzen der Gletscherzunge gebildet (Kap. 6). Der Lago Lengua ist durch mächtige Moränenwälle abgedämmt, die ehemalige Gletscherstände dokumentieren (Kap. 2).

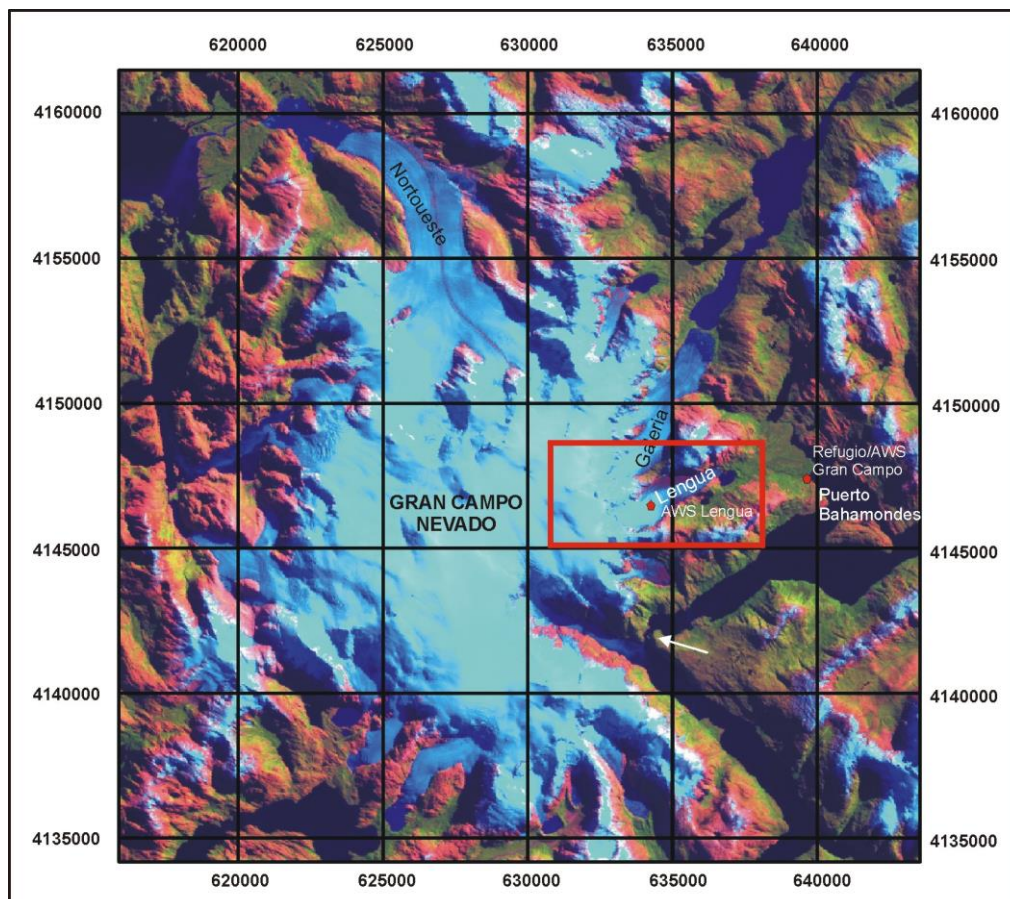


Abb. 8.2 Überblick Gran Campo Nevado und Lage des Glaciar Lengua.



Abb. 8.3 Ansicht Glaciar Lengua von Ost.

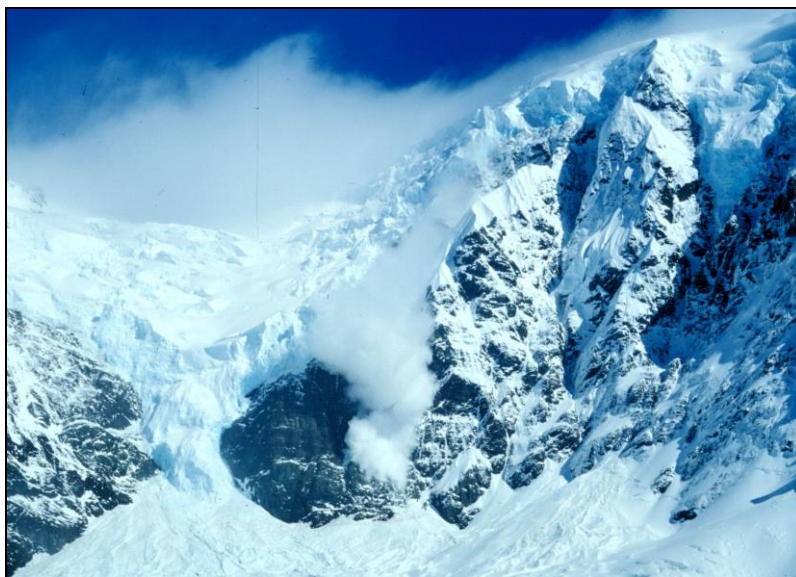


Abb. 8.4 Eislawine durch das Eiscouloir am Glaciar Lengua, welches die tiefelegene Gletscherzunge mit dem hochgelegenen Akkumulationsgebiet auf der Eiskappe des Gran Campo Nevado verbindet.



Abb. 8.5 Gletscherzunge und Sérac des Glaciar Lengua und proglazialer Lago Lengua.

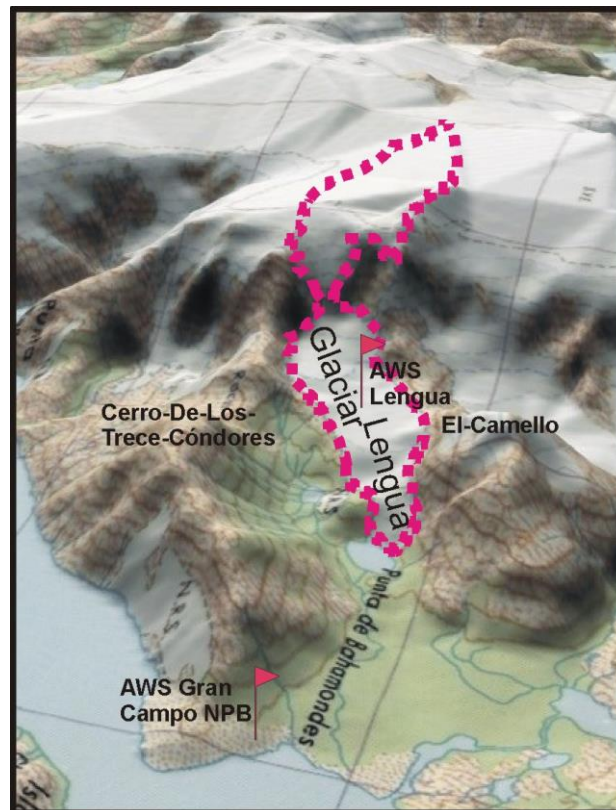


Abb. 8.6 3-D-Ansicht der topographischen Darstellung des Glaciar Lengua durch Überlagerung von gescannter topographischer Karte und Geländemodell (Kartographie: M. Schnirch).

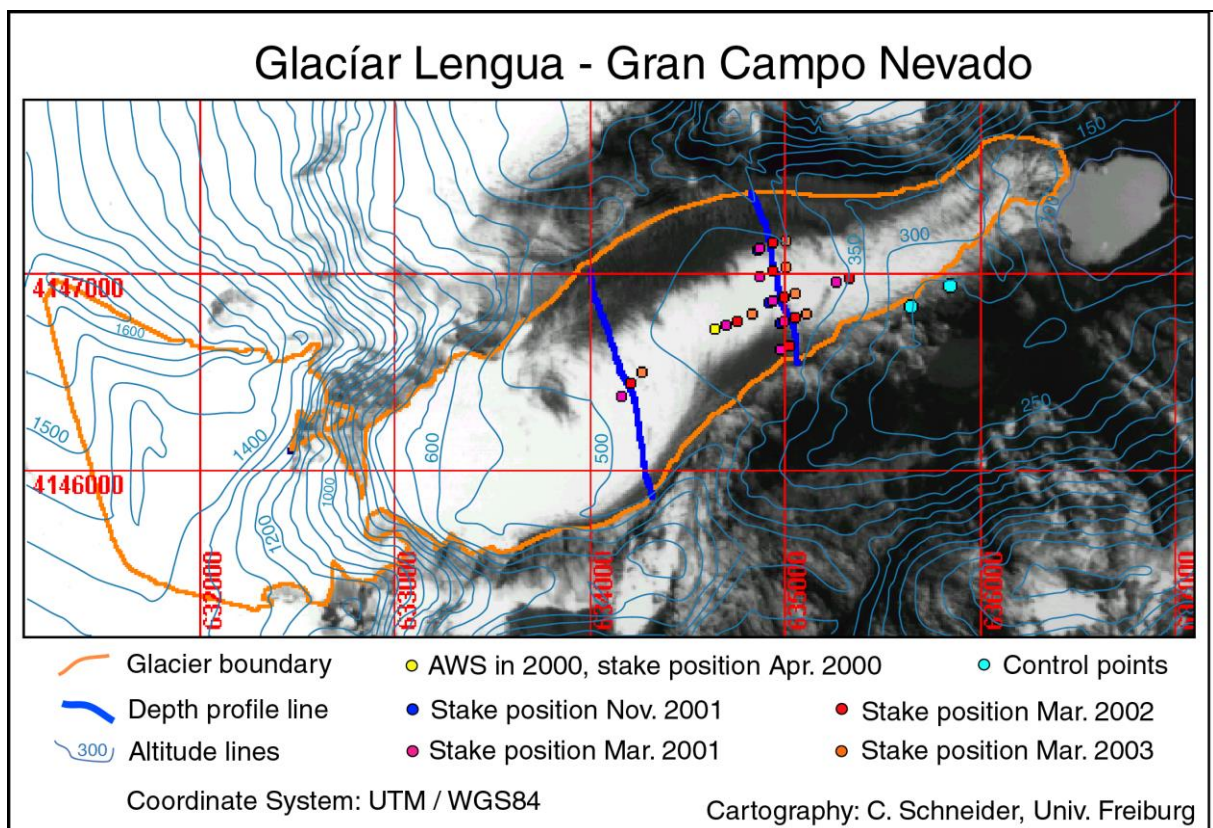


Abb. 8.7 Ortholufbildkarte Glaciar Lengua.

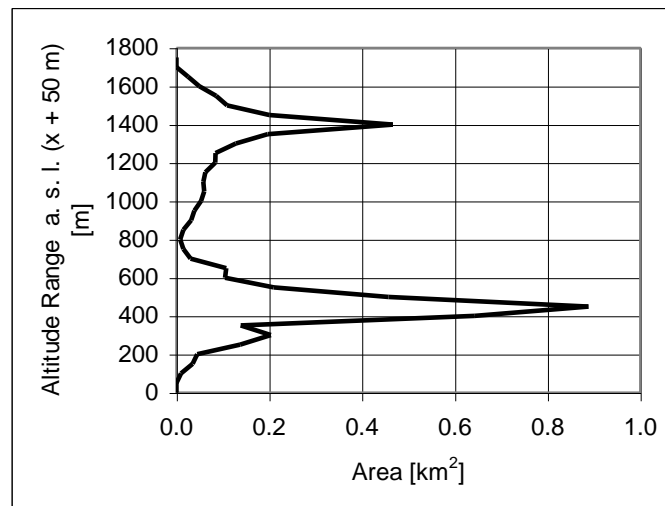


Abb. 8.8 Höhenverteilung der Gletscherfläche des Glaciar Lengua. Fläche in km² pro 50-Meter-Höhenintervall.

Das Einzugsgebiet wird seitlich durch die steilen Flanken der Bergmassive des Camello (im Norden, 1067 m) und des Cerro-de-los-13-Cóndores (898 m, Süden) begrenzt (Abb. 8.6). Diese Flanken sind überwiegend felsig und von Rundhöckern geprägt. Das Massiv des Camello ist vom eigentlichen Gran-Campo-Massiv durch einen nur geringfügig über dem Niveau des Gletschers gelegenen Transfluenzpass getrennt, der vom Glaciar Lengua zum benachbarten Glaciar Galería überleitet.

In der Gipfelregion des Camello gibt es zwei kleine Hängegletscher, die die einzigen nennenswerten Zuflüsse auf der Nordseite des Río Lengua (bzw. des Gletschers) speisen. Im Süden sammelt ein parallel zum Glaciar Lengua verlaufender und als „Lengua Alto“ bezeichneter Bach das Wasser aus der Nordflanke des Cerro-De-Los-13-Cóndores. Zusammen mit dem Abfluss aus einem kleinen, in diesem südlichen Seitental gelegenen See, ist dies der wichtigste tributäre Bach. Der kleine See im südlichen Seitental wurde durch einen vom Glaciar Lengua nach Süden über eine Transfluenz durch die seitlichen Rundhöcker abzweigenden Gletscherlobus geschaffen. Dieser Teil des Gletschers ist heute fast vollständig abgeschmolzen. Im Bereich der Gletscherzunge bildet der Rest des seitlichen Lobus bei RW 635500 einen Sérac, der den Zugang zum Gletscher entlang der Moränen und Rundhöcker an der Südseite des Gletschers erheblich erschwert.

Die Verteilung der Gletscherfläche mit der Höhe (Abb. 8.8) veranschaulicht die Zerteilung des Gletschers in die orographisch tief liegende Zunge und das hoch gelegene Akkumulationsgebiet. Sie wurde aus dem Geländemodell und dem Gletscherinventar nach Kap. 7 in Intervallen von je 50 Höhenmetern abgeleitet.

Das auf ca. 800 m ü. d. M. befindliche *Eiscouloir*, welches Nähr- und Zehrgebiet verbindet nimmt selbst nur einen verschwindend geringen Flächenanteil ein. Der umfangreichste Bereich des Gletschers liegt im Zehrgebiet zwischen ca. 300 m und 600 m ü. d. M. Im Nährgebiet liegen die ausgedehntesten Flächen im Intervall zwischen 1200 m ü. d. M. und knapp 1600 m ü. d. M.

8.3 Fließgeschwindigkeit im Zehrgebiet des Glaciar Lengua

Systematische Messungen der Fließgeschwindigkeit im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua wurden seit November 2000 anhand wiederholter Positionsbestimmung von Ablationsstangen mittels GPS durchgeführt. Die Technik erfolgte entsprechend KASER ET AL. (2003). Als Ablationsstangen dienten zwei miteinander verschraubte, flexible Plastikrohre von jeweils 6 m Länge und ca. 2 cm Durchmesser. Diese handelsüblichen Rohre dienen für gewöhnlich zur Verlegung von Kabelsträngen beim Hausbau. Mit Hilfe des Dampfbohrers nach Heucke (HEUCKE 1999, Fig. 1) wurden diese Stangen ca. 10 Meter tief in das Eis versenkt (Abb. 8.10) und dienten gleichzeitig zur Positionsbestimmung und zur Messung der Ablation. Im November 2000 wurden 3 Stangen (L1, L2 und L3) entlang eines Querprofils von R. Kilian und G. Casassa ausgebracht. Im März 2001 konnten weitere Messpunkte (L-up, L-Aws, L4, L5 und L-down) hinzugefügt werden, so dass ein Messnetz in Kreuzform (Abb. 8.9) entstand. Außerdem wurde der Standort der AWS im April 2001 wieder gefunden, so dass eine weitere Messung der Fließgeschwindigkeit an diesem Standort ab dem Frühjahr 2000 möglich wurde. Nicht alle Messpunkte (L5, L-down) konnten in den Jahren 2002 und 2003 fortgeführt werden.

Die Positionsbestimmung erfolgte mit differentiell GPS. Aufgrund Geräteausfall und schlechter Witterungsbedingungen konnten einige der Messungen allerdings nicht differentiell durchgeführt werden. Alle bisherigen Messungen der Fließgeschwindigkeit sind in Tab. 8.1 zusammengefasst. Dabei ist auch eine Fehlerabschätzung mit Hilfe der quadratischen Fehlerfortpflanzung nach Gauss angegeben, wobei unterschieden wurde zwischen differentieller Messung (dif.), gewöhnlichem GPS ohne Störsignal (*selective availability*) (reg.), Mittelwert über mehr als 500 Einzelmessungen ohne Störsignal (l.a.) und gewöhnliche Messung mit Störsignal (s.a.).

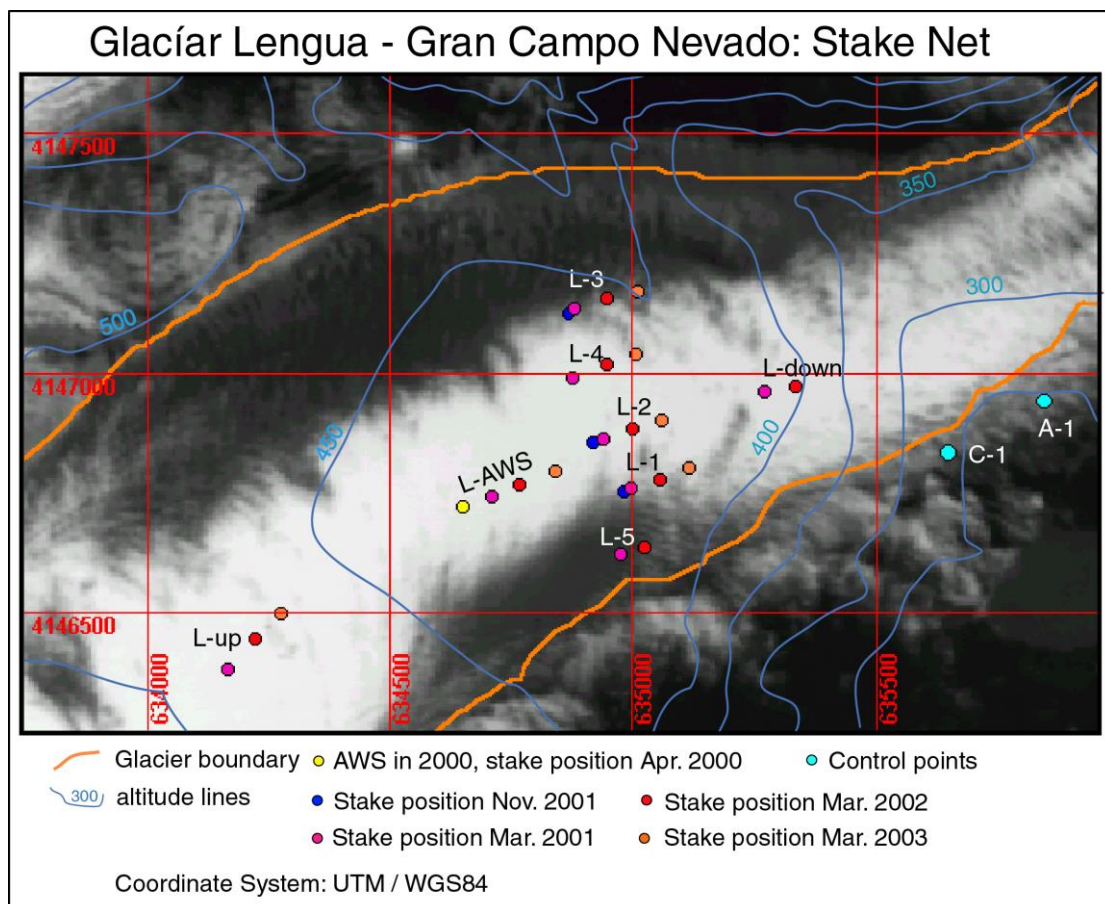


Abb. 8.9 Messnetz der Ablationsstangen und Position der Stangen seit April 2000 am Glaciar Lengua.



Abb. 8.10 Ausbringen von Ablationsstangen auf dem Glaciar Lengua mit Hilfe des Heucke-Dampfbohrers (Aufnahme: T. Sauter 2002).

Die mittlere Fließgeschwindigkeit errechnet sich zu $67 \text{ m} \pm 7 \text{ m}$ pro Jahr, wenn man auf den sehr stark fehleranfälligen ersten Wert an der Position 'L-AWS' verzichtet. Die Fließrichtung von ca. 80° und der Versatz ergeben sich auch aus den Positionen der Messstangen, die in Abb. 8.9 eingetragen sind. Die Daten deuten auf höhere Fließgeschwindigkeit weiter oben am Gletscher hin (L-up). Auch ergibt sich eine etwas höhere Fließgeschwindigkeit an den nördlichen (äußeren) Stangen L3 und L4 gegenüber den südlicheren (inneren) Stangen entsprechend der Krümmung des Gletschers in östlicher Richtung bzw. nach rechts in Fließrichtung.

Stake	DATE 1	DATE 2	ΔN	ΔE	Δt	Veloc.	Veloc.	f1	f2	f-total
	2000-2001		m	m	d	m/d	m/year			
L1	21.03.01	19.11.00	7.9	16.0	122	0.147	53.527	1.0	dif	1.4
L2	21.03.01	19.11.00	8.7	18.5	122	0.167	61.015	1.0	dif	1.4
L3	21.03.01	19.11.00	9.8	16.1	122	0.154	56.356	1.0	dif	1.4
L-AWS	21.03.01	26.03.00	19.0	59.0	360	0.172	62.845	10.0	reg	51.0
	2001-2002									
L1	16.03.02	21.03.01	17.8	59.0	360	0.171	62.510	5.0	l.a.	5.1
L2	16.03.02	21.03.01	21.7	60.3	360	0.178	64.969	5.0	l.a.	5.1
L3	16.03.02	21.03.01	21.8	65.3	360	0.191	69.759	5.0	l.a.	5.1
L4	16.03.02	21.03.01	27.0	67.3	360	0.201	73.478	5.0	l.a.	5.1
L5	16.03.02	21.03.01	13.5	48.4	360	0.140	50.970	5.0	l.a.	5.1
L-up	16.03.02	21.03.01	62.6	54.2	360	0.230	83.953	1.0	dif	10.0
L-d	16.03.02	21.03.01	10.8	63.9	360	0.180	65.706	5.0	l.a.	10.0
L-AWS	16.03.02	21.03.01	24.1	58.8	360	0.177	64.430	1.0	dif	10.0
	2002-2003									
L1	03.03.03	16.03.02	22.8	58.7	352	0.179	65.298	10.0	reg.	5.0
L2	03.03.03	16.03.02	16.0	60.0	352	0.176	64.390	10.0	reg.	5.0
L3	03.03.03	16.03.02	13.3	65.2	352	0.189	69.000	10.0	reg.	5.0
L4	03.03.03	16.03.02	21.8	59.5	352	0.180	65.708	10.0	reg.	5.0
L-up	03.03.03	16.03.02	56.4	53.8	352	0.221	80.823	10.0	reg.	1.0
L-AWS	03.03.03	16.03.02	30.9	71.2	352	0.221	80.483	10.0	reg.	1.0

Tab. 8.1 Messungen der Fließgeschwindigkeiten des Eises an der Gletscheroberfläche aus Positionsbestimmungen der Ablationsstangen des Messnetzes am Glaciar Lengua 2000 bis 2003.

8.4 Messung der Eismächtigkeit im Zehrgebiet des Glaciar Lengua

Durch G. Casassa wurden im November 2000 zusammen mit R. Kilian und im März 2002 zusammen mit dem Autor und M. Stickling zwei Querprofile der Eismächtigkeit im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua mit Hilfe eines Eisdeckenradars erfasst und ausgewertet. Das Messsystem besteht aus einem 2.5 MHz Radarsignalsender und Radarsignalempfänger und einem GPS-Empfänger entsprechend Abb. 8.11, wobei am Glaciar Lengua nicht Schneemobil und Schlitten zum Einsatz kamen, sondern an den drei Positionen der Messeinheit die Personen einer Dreierseilschaft die Instrumente trugen. Die jeweils 20 m langen Antennen sind als Kabelantennen in das Sicherungsseil zwischen den Mitgliedern der Seilschaft eingeflochten. Das hintere Antennenstück des Senders (*transmitter*) (Abb. 8.11) wird in ein Seilstück eingeflochten und durch den Schnee nachgezogen. Für die nähere Beschreibung der Messtechnik wird auf CASASSA (1992), CASASSA UND RIVERA (1998) und RIVERA UND CASASSA (2002) verwiesen.

Die beiden Querprofile (Abb. 8.12 und Abb. 8.13) sind bezüglich ihrer Lage auf dem Gletscher in Abb. 8.7 eingezeichnet. Die aufgrund der Laufzeit des Radarsignals ermittelte kürzeste Distanz zwischen Eisoberfläche und Felsbett muss nicht unbedingt senkrecht unter der Position des Sender-Empfänger-Paares liegen. Tatsächlich stammt das Echo mit der kürzesten Laufzeit bei einem u-förmigen Felsbett an den Flanken von einem näher gelegenen Punkt in geringerer Höhe. Dadurch wird die Eismächtigkeit an den beiden Flanken des Profils unterschätzt, und das Tiefenprofil nimmt statt der u-Form eher eine v-Form an, was als Artefakt anzusehen ist. Die nachträgliche Rückrechnung auf das tatsächliche Profil, was theoretisch aus der räumlichen Anordnung und zeitlichen Abfolge der Messimpulse möglich wäre (sogenanntes '*migrating*' des Messsignals), konnte aufgrund von mangelnder Softwareausstattung nicht durchgeführt werden. Die beiden in Abb. 8.12 und Abb. 8.13 gezeigten v-förmigen Tiefenprofile sind also in Wirklichkeit eher u-förmig, wie man es für glazial überprägte Talungen erwartet. Das obere Profil wurde nicht exakt senkrecht zur Fließlinie aufgenommen. Die Distanz zwischen den beiden Gletscherrändern von knapp 1200 m entspricht also tatsächlich einer Gletscherbreite von ca. 1150 m. Das untere Profil liegt ungefähr orthogonal zur Fließrichtung bei einer Gletscherbreite von etwas über 1000 m.

Das obere Profil weist eine maximale Eismächtigkeit von 454 m auf. Allerdings ist es möglich, bzw. aus dem geradlinigen Verlauf der Tiefenlinien sogar wahrscheinlich, dass selbst in der Gletschermitte das Signal noch von den Talflanken stammt und der Gletscher im Zentrum noch wesentlich tiefer ist als Abb. 8.12 vermuten lässt. Im unteren Profil beträgt die maximale Tiefe 380 m. Hier kann aufgrund des Verlaufs des Profils davon ausgegangen werden, dass in der Gletschermitte die Echos tatsächlich ungefähr vom Talgrund stammen. Der Talweg des Gletschers liegt in beiden Profilen ungefähr auf bzw. knapp über Meeres-

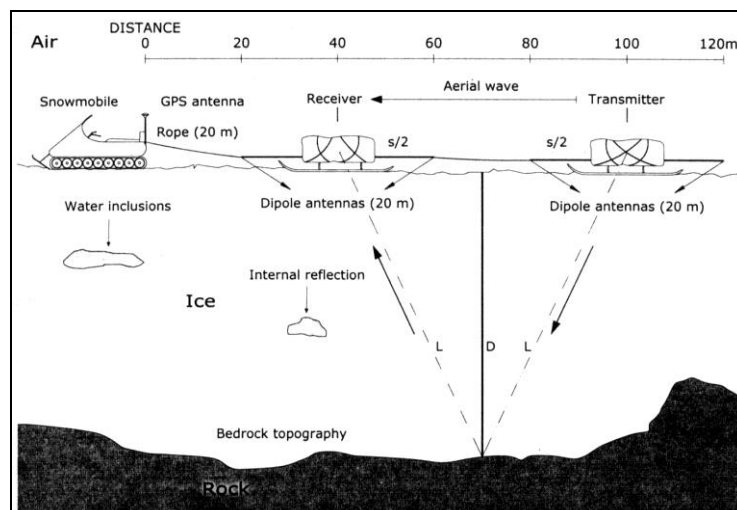


Abb. 8.11 Messprinzip des Eisdeckenradars (aus: RIVERA UND CASASSA 2002).

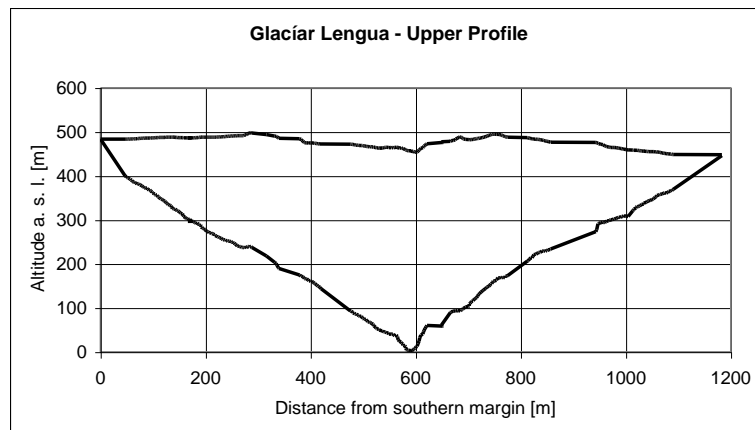


Abb. 8.12 Oberes Tiefen- und Oberflächenprofil am Glaciar Lengua.

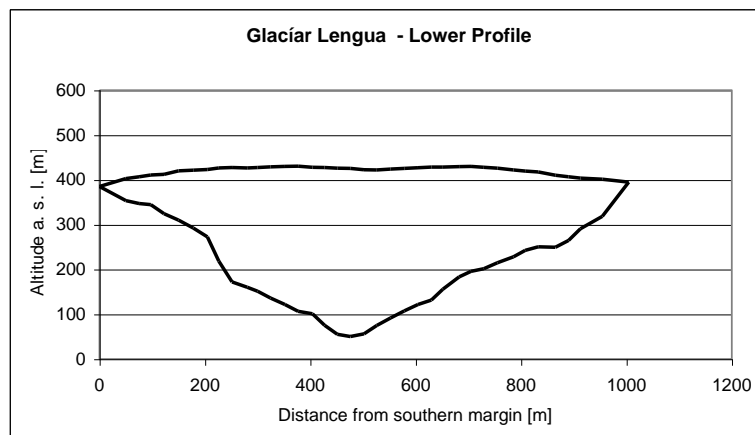


Abb. 8.13 Unteres Tiefen- und Oberflächenprofil am Glaciar Lengua.

niveau. Das obere Profil hat die absolut größere Tiefe, was auf eine erhebliche Übertiefung zum Talschluss im Kessel unterhalb des Eiscouloirs hindeutet. Die morphologische Anlage des Felsbettes kann somit als getrepptes und stellenweise übertiefes Tallängsprofil interpretiert werden.

Die Datenaufnahme erfolgte beim oberen Profil alle 2 m und beim unteren Profil alle 25 m Horizontaldistanz. Alle Höhenangaben beziehen sich auf Höhe über dem Ellipsoid im geodätischen Datum WGS84. Der Unterschied zwischen Höhe über dem Meer und Höhe über Ellipsoid liegt im Bereich des Gran Campo Nevado unter 30 m. Die Daten des oberen (unteren) Profils wurden mit einem Mittelwertfilter von 21 (7) Punkten geglättet, da die Höhenangaben der GPS-Positionen starken kurzzeitigen Schwankungen von ± 15 m unterliegen. Die GPS-Daten sind nicht differentiell korrigiert.

Im oberen Profil wurden die Koordinaten der beiden Gletscherränder, wo die Eisdicke zu Null wird, direkt im Gelände mit GPS gemessen. Beim unteren Profil dagegen wurden die Gletscherränder nicht mit GPS vermessen sondern als ungefähr 50 m von den beiden äußersten Punkten des Profils entfernt geschätzt. Für den Fehler der Eismächtigkeitsbestimmung mittels des Radars wird ± 10 m angenommen. Hinzu kommen die Ungenauigkeit aufgrund der nicht erfolgten Korrektur für Reflexion von der Talflanke ('migration of signal'). Bezüglich der absoluten Höhenangaben sind die Fehler der Positionsbestimmung mit GPS und die Differenz zwischen Höhe über Ellipsoid und Höhe über dem Meer zu berücksichtigen. Insgesamt wird von einem Fehler von unter ± 50 m ausgegangen. Relative Positions- und Höhenangaben innerhalb eines Profils weisen einen Fehler von weniger als ± 15 m auf. Alle hier dargelegten Ausführungen beruhen auf persönlicher Mitteilung durch CASASSA (2003).

8.5 Messung der Ablation im Zehrgebiet des Glaciar Lengua

8.5.1 Messung der Ablation im Südherbst 2000

Während der Intensivmesskampagne von 22.02.2000 bis 18.04.2000 wurden 9 Stangen (S01 bis S08 bei der AWS, S12 bis S15 südlich der AWS und S26 bis S29 nördlich der AWS) entlang eines Transektes mit einem Abstand zur nächsten Stange von jeweils ungefähr 50 m quer zur Fließrichtung des Gletschers beim Standort der AWS (Abb. 8.9) eingebohrte. Es handelte sich hierbei um 2,5 m lange, rote Plastikrohre mit 1 cm Durchmesser, die sonst zur Verlegung von Elektroleitungen beim Hausbau eingesetzt werden. Zusätzlich wurden vier Stangen (S1, S5, S6 und S7) in einem Quadrat mit ca. 3 m Kantenlänge um den Standort der AWS eingebohrte. Hierfür wurden 2 m lange, grüne, plastikummantelte Metallstäbe, mit ca. 1 cm Durchmesser, die normalerweise als Stützstäbe im Gartenbau verwendet werden, eingesetzt. Die Ablation wurde bei jedem Kontrollgang zum Gletscher durch Abmessung an allen Messstangen ermittelt. Der Mittelwert über alle Messwerte eines Zeitintervalls diente anschließend als Maß für die gemessene Ablation im betrachteten Zeitintervall bei der Kalibrierung des Energiebilanzmodells (Kap. 8.6.2).

Die Ablesungen ergeben Werte der mittleren Ablation zwischen 25 mm und 76 mm pro Tag während der 8 Messintervalle zwischen Ende Februar und Mitte April 2000 (Tab. 8.2).

8.5.2 Langfristige Messung der Ablation seit November 2000

Seit November 2000 konnten an den auf dem Gletscher eingeborenen Ablationsstangen Messungen der Ablation vorgenommen werden. Die Position und die Benennung der Stangen auf dem Gletscher ergibt sich aus Abb. 8.9. Die Zeiträume und die einzelnen Ablesungen sind in Tab. 8.3 zusammengefasst. Die drei Zeiträume umfassen den Sommer 2000/01 und die glaziologischen Jahre März 2001 bis März 2002 und März 2002 bis März 2003. Betrachtet man die Ablation an den Stangen L1 bis L5 so ist sie über das Sommerhalbjahr 2000/2001 im Mittel mit 4,1 cm pro Tag natürlich höher als während der anderen beiden Messzeiträume, die jeweils das Winterhalbjahr mit einschließen. Hier ergibt sich eine mittlere Ablation von 8,3 m pro Jahr, bzw. 2,3 mm pro Tag, wobei die Ablation im Jahr 2002/03 etwas geringer ausfiel als im Vorjahreszeitraum.

Trägt man die Ablation an den Messstangen gegen die absolute Höhenlage der Stangen auf, so erhält man erwartungsgemäß eine Abnahme der Ablation mit der Höhenlage der Stangen (Abb. 8.14). Die Unsicherheit bei dieser Analyse ist erheblich, da die Ablation an einer einzelnen Messstange von mikroklimatischen Standortfaktoren, wie z. B. dem Mikrorelief und dem Flächenanteil von Obermoräne stark beeinflusst werden wird. Auch ist die Höhenlage der Stangen bei der Positionsbestimmung ohne differentielles GPS nur ungenau. Außerdem verändert sich die Höhenlage der Stangen zeitlich durch Abschmelzen des Gletschers und

Datum [von - bis]	Std. [N]	Stangennummer (S) /Ablation [cm]														Mittel: Summe [mm]	Mittel: pro Tag [mm]
		S 01	S 05	S 06	S 07	S 08	S 12	S 13	S 14	S 15	S 26	S 26	S 27	S 29			
27.02. - 03.03.	115	36	36	33	36	39	38	40	32	36	37	37	33	37	358	75	
03.03. - 09.03.	145	41	44	51	44	44	47	43	48	44	53	53	47	44	456	76	
09.03. - 14.03.	119	21	12	7	20	13	11	19	18	19	12	12	6	11	138	28	
14.03. - 19.03.	119	22	22	20	24	22	24	19	23	22	23	23	22	19	216	44	
19.03. - 26.03.	169	17	17	9	17	18	19	18	24	24	19	19	15	15	176	25	
26.03. - 02.04.	169	33	26	35	19	34	22	24	25	26	26	26	22	33	277	39	
02.04. - 08.04.	142	24	20	20	18	15	27	22	26	25	24	24	35	22	232	39	
08.04. - 12.04.	98	22	24	24	21	23	28	24	22	22	35	35	22	25	242	59	

Tab. 8.2 Messungen der Ablation an den Ablationsstangen auf Höhe der AWS Glaciar Lengua im Sommer 2000 (28.02.00 bis 12.04.00).

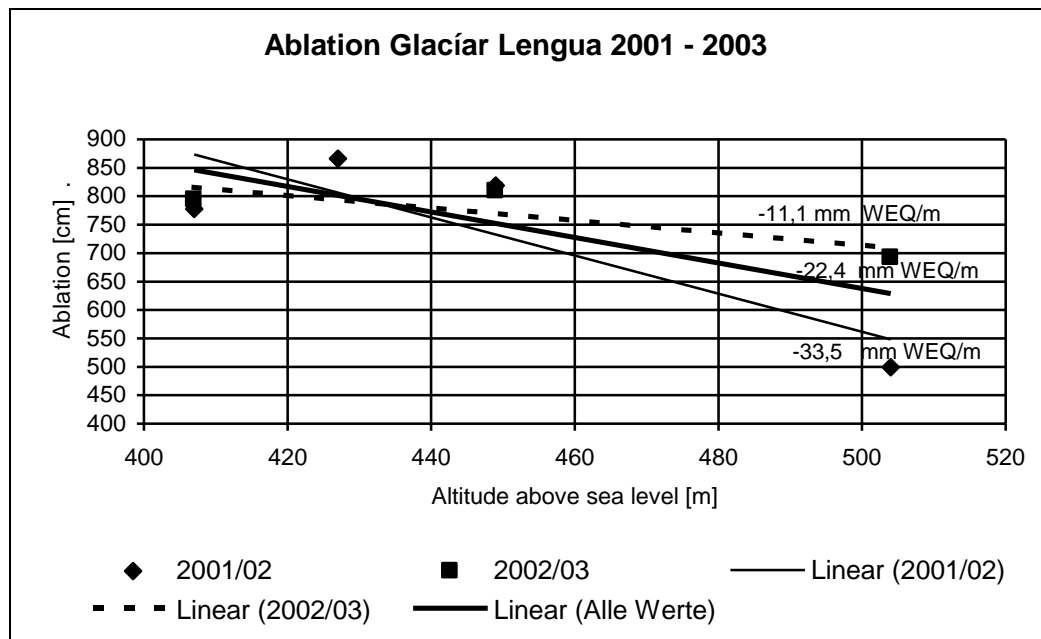


Abb. 8.14 Abhängigkeit der Ablation pro Jahr von der Geländehöhe.

durch seine Fließbewegung talabwärts.

Trotz der genannten Ungenauigkeiten tritt die Abnahme der gemessenen Ablation mit der Höhenlage deutlich zutage. Im Mittel ergibt sich ein Massenbilanzgradient von 22,4 mm Wasseräquivalent pro Höhenmeter und Jahr.

2000/01	von	bis	Tage	Ablation (cm)	Ablation pro Tag (cm)	Ablation pro Jahr (cm)	Mittel L1:L3
L01	19.11.00	19.03.01	120	480	4.0		
L02	19.11.00	19.03.01	120	471	3.9		
L03	19.11.00	19.03.01	120	537	4.5		
2001/02	von	bis	Tage	Ablation	pro Tag	pro Jahr	Mittel L1:L5
L01	21.03.01	10.03.02	354	830	2.3	856	866
L03	21.03.01	10.03.02	354	849	2.4	875	
L04	21.03.01	10.03.02	354	826	2.3	852	
L05	21.03.01	10.03.02	354	853	2.4	880	
L-down	21.03.01	10.03.02	354	754	2.1	777	
L-up	21.03.01	10.03.02	354	484	1.4	499	
L-AWS	21.03.01	10.03.02	354	794	2.2	819	
2002/03	von	bis	Tage	Ablation	pro Tag	pro Jahr	Mean L2:L5:
L02	16.03.02	03.03.03	352	677	1.9	702	794
L03	16.03.02	03.03.03	352	783	2.2	812	
L04	16.03.02	03.03.03	352	838	2.4	869	
L-up	16.03.02	03.03.03	352	667	1.9	692	
L-AWS	11.03.02	03.03.03	347	769	2.2	809	

Tab. 8.3 Messungen der Ablation an den Ablationsstangen des Messnetzes am Glaciar Lengua 2000 bis 2003.

8.6 Messung der Energiebilanz im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua

Die Modellierung der Energiebilanz im Ablationsgebiet erfolgt anhand der Daten der AWS Glaciar Lengua (Abb. 8.15), die bereits in Kap. 4.1.1.4 eingeführt wurde. Detaillierte Angaben zur Messtechnik siehe Kap. 4.1.

8.6.1 Methodik der Energiebilanzmodellierung einer Eisoberfläche am Schmelzpunkt

Aufgrund des Energieerhaltungssatzes muss die Summe aller vertikalen Energieflüsse an der Oberfläche zu jeder Zeit Null ergeben. Unter Vernachlässigung kleinräumiger horizontaler Energietransporte an der Eisoberfläche führt dies zu (PATERSON 1994)

$$M + S = R + H + E + P \quad (8.2)$$

mit M: Schmelzenergie S: Veränderung des Energieinhalts der Schneedecke
 R: Strahlungsbilanz H: Fluss fühlbarer Wärmestrom
 E: Fluss latenter Wärme P: Eintrag von Energie durch Niederschlag.

Die Größen auf der rechten Seite nehmen positive Werte an, wenn sie zu einer Zufuhr von Energie aus der Atmosphäre zum Gletscher führen. Die beiden Größen auf der linken Seite von 1.1 erhalten positives Vorzeichen, wenn Eis oder Schnee geschmolzen wird und wenn der Wärmeinhalt des Gletschers erhöht wird.

8.6.1.1 Strahlung

Die Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus kurzwelligem und langwelligem Anteil:

$$R = KW (1 - \alpha) + A_0 + A_a \quad (8.3)$$

mit KW der kurzwelligen Einstrahlung, der Albedo (α), der terrestrischen, langwelligen Ausstrahlung (A_0) und der atmosphärischen, langwelligen Gegenstrahlung (A_a).

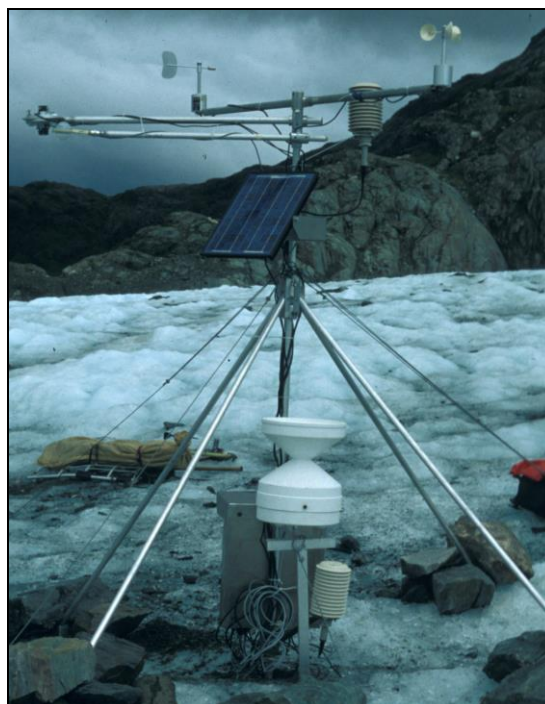


Abb. 8.15 AWS Glaciar Lengua, März 2000.

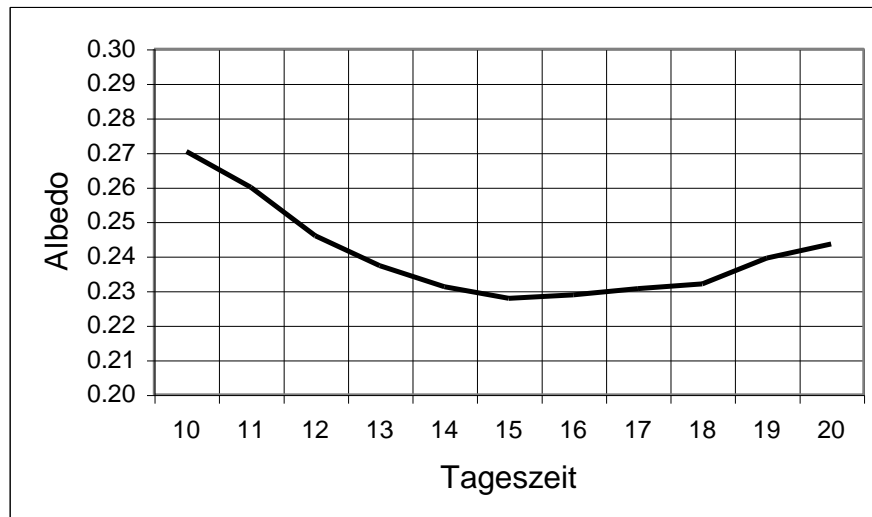


Abb. 8.16 Mittlerer Tagesgang der Albedo an der AWS Glaciar Lengua, 28.02.00 bis 12.04.00.

Das Verhältnis von Strahlungsbilanz zu kurzwelliger Strahlung steigt mit alternder Schneedecke hin zu aperem Gletschereis an, da die Albedo des Schnees bzw. Firns abnimmt, und so ein größerer Anteil der kurzwelligen Strahlung der Schneedecke als Energiegewinn zur Verfügung steht (AGUADO 1985). Aperes Gletschereis weist je nach Verschmutzungsgrad und Anteil der Obermoräne Albedowerte zwischen 0,15 und 0,45 auf (PATERSON 1994, CUTLER UND MUNRO 1996). Die Albedo einer Schneedecke ist im sichtbaren Licht sehr hoch, während im Infrarot die Schneedecke ein annähernd schwarzer Strahler ist (WARREN 1982). SERGENT ET AL. (1993) geben für frischen, feinkörnigen Schnee im Wellenlängenbereich von 400 nm bis 700 nm Albedowerte zwischen 0.9 und 0.95 an. Die kurzwelligen Strahlungsflüsse wurden an den AWS im Untersuchungsgebiet direkt gemessen. Untersuchungen zur Abhängigkeit der Albedo vom Einfallswinkel, dem Schneealter und der Korngröße finden sich unter anderem bei WARREN (1982) und COLBECK (1988).

Im Messzeitraum vom 28.02.2000 bis zum 12.04.2000 ergibt sich an der AWS Glaciar Lengua eine mittlere Albedo von 24%. Dies entspricht dem mittleren Wert von wenig verschmutztem Gletschereis (CUTLER UND MUNRO 1996, GAO UND LIU 2001). Die Albedo weist am Standort nur einen geringfügigen Tagesgang mit etwas höheren Werten am Morgen (27%) und einer Abnahme der Albedo vor allem am Abend auf 22% auf (Abb. 8.16). Die geringe tageszeitliche Schwankung kann zum einen durch Mehrfachreflexion von Strahlung auf den unteren Sensor bei tief stehender Sonne verursacht werden. Zum anderen könnte die sich die Albedo mit größerer Bereitstellung von Schmelzwasser an der Gletscherober-

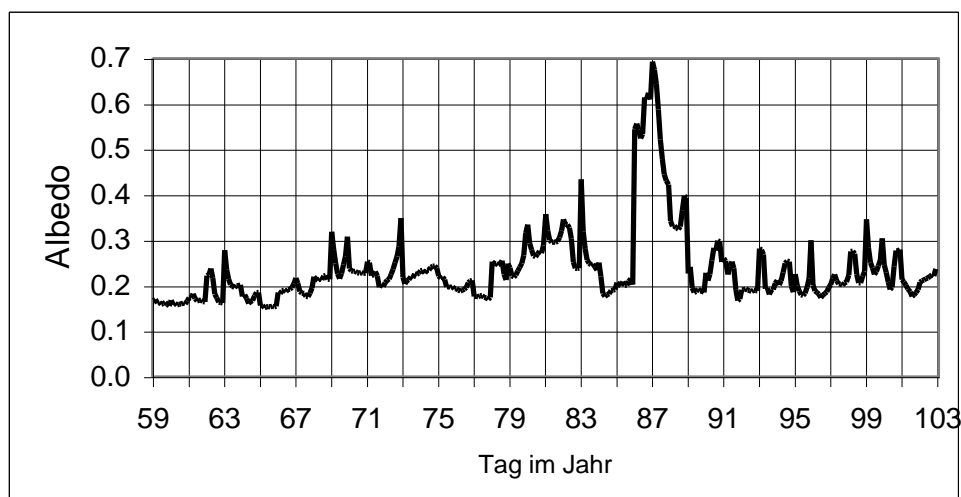


Abb. 8.17 Albedo an der AWS Glaciar Lengua, 28.02.00 bis 12.04.00.

fläche während des Tages tatsächlich leicht verringern. Für die Betrachtung der Energiebilanz ist diese geringe Tagesschwankung der Albedo ohne Bedeutung. Während des Messzeitraums kam es am Tag 86 im Jahr zu Schneefall mit Ausbildung einer Neuschneedecke, welche zu einer drastischen Erhöhung der Albedo auf 70% führte (Abb. 8.17). Das rasche Ausapern des Gletschers nach dem Schneefall führte zur Abnahme der Albedo auf unter 30% bis zum Tag 88. Während des sonstigen Messzeitraumes schwankt die Albedo zwischen 18% und 35% und weist damit für Gletscheroberflächen typische Werte auf.

Die langwellige Ausstrahlung der Schneedecke unterliegt dem Stefan-Boltzmann-Gesetz:

$$A_o = \varepsilon \sigma T_0^4. \quad (8.6)$$

σ bezeichnet die Stefan-Boltzmann-Konstante und ε beschreibt die Emissivität von Schnee- und Eisoberflächen, die mit Werten zwischen 0.97 und 0.99 angegeben wird (BRUTSAERT 1982). Während der Schmelzperiode kann unter der Annahme ($T_0=0^\circ\text{C}$) die langwellige Ausstrahlung bestimmt werden. Für andere Zeiträume müsste in einem Atmosphären-Gletschermodell die zeitliche Änderung der Oberflächentemperatur als resultierende Größe eines Energiebilanzmodells bestimmt und zur Berechnung der Oberflächentemperatur des nächsten Zeitschrittes eingesetzt werden (YOUNG UND WOO 1997).

In der vorliegenden Untersuchung wurde die Strahlungsbilanz direkt gemessen, so dass die Parametrisierung der langwelligen Strahlungsflüsse nicht notwendig war. Der mittlere Tagesgang der Terme der Strahlungsbilanz kann dennoch einfach durch Differenzenbildung zwischen Strahlungsbilanz, Globalstrahlung und Reflexstrahlung nachvollzogen werden (Abb. 8.17). Da während der gesamten Messkampagne die Lufttemperatur am Gletscher nicht stark unter den Gefrierpunkt fiel, kann von einer ständig 0°C warmen Gletscheroberfläche ausgegangen werden, was zu einer konstanten terrestrischen Ausstrahlung von ca. 316 W/m^2 führt. Der wenig ausgeprägte Tagesgang der langwelligen Strahlungsbilanz weist darauf hin, dass auch die atmosphärische Gegenstrahlung nur geringen Schwankungen unterlag und vor allem in diesem ausgeglichenen Klima keinen ausgeprägten Tagesgang aufweist. Insgesamt variiert die langwellige Gegenstrahlung zwischen 200 W/m^2 und 350 W/m^2 mit einem Mittelwert von 307 W/m^2 .

Die beiden langwelligen Strahlungsflüsse heben sich also nahezu gegenseitig auf und weisen nur geringe Schwankungen auf. Die zeitliche Variabilität der Strahlungsbilanz wird demnach durch die Globalstrahlung und die Albedo gesteuert.

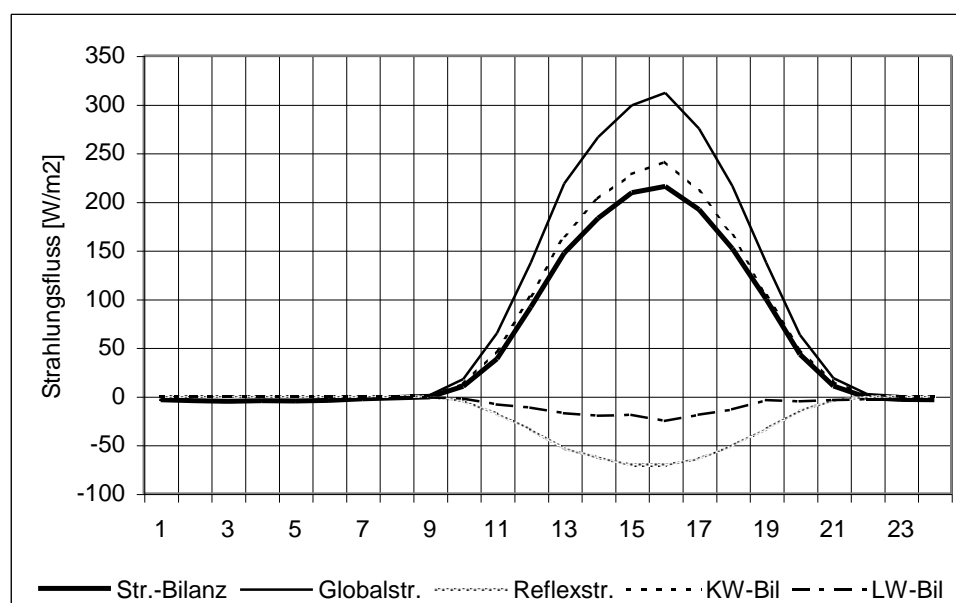


Abb. 8.18 Mittlerer Tagesgang der Terme der Strahlungsbilanz an der AWS Glaciar Lengua, 28.02.00 bis 12.04.00.

Die langwellige Strahlungsbilanz weist im Tagesgang im Mittel ein leichtes Minimum am Tage auf (Abb. 8.18). Dies ist insofern nicht erklärbar, da bei konstanter Ausstrahlung von der 0°C kalten Oberfläche die langwellige Strahlungsbilanz am Tage bei etwas höherer Lufttemperatur und gleicher mittlerer Bewölkung wie in der Nacht eigentlich höher sein müsste als in der Nacht. Die beobachteten mittleren Schwankungen der langwelligen Strahlungsbilanz im Tagesgang sind allerdings mit unter 20 W/m² im Bereich der summierten Messungenauigkeit der verwendeten Instrumente und können z. B. auch durch Effekte wie Regentropfen auf der Sensorhaube bedingt sein.

8.6.1.2 Der Austausch turbulenter Wärme

Der Begriff 'Austausch turbulenter Wärme' bezeichnet den Transport von Energie zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre mittels turbulenter Durchmischungsprozesse in der bodennahen Luftschicht. 'Wärme' als physikalischer Begriff beschreibt hierbei den Energieinhalt eines Systems und nicht das Empfinden des Menschen. Die betrachteten Energieinhalte sind:

- der Wärmeinhalt, der als fühlbare Wärme dem Produkt von Wärmekapazität der Luft, Temperatur und Masse der Luft entspricht (KUCHLING 1988),
- die latente Energie, die bei einem Phasenübergang der Beimengung von Wasserdampf in der Luft frei wird oder gebunden wird und
- die kinetische Energie, die in der Bewegung der Luftmasse gespeichert ist.

Die turbulente Durchmischung der bodennahen Luftschicht wird verursacht durch Störungen der laminaren Strömung, welche durch Divergenzen im Strömungsfeld und durch Bodenreibung ausgelöst werden. Dies bewirkt den vertikalen und horizontalen Transport von Impuls (kinetischer Energie), Temperatur (fühlbarer Wärme) und Wasserdampf (latenter Energie) entlang der lokalen Gradienten dieser Größen. Neben den Lehrbüchern über die bodennahe Luftschicht (GEIGER 1961, OKE 1978, BRUTSAERT 1982, GARRATT 1992, BLACKADAR 1997, ARYA 2001) gibt es auch eine Reihe von Veröffentlichungen in Zeitschriften, die den Kenntnisstand zum turbulenten Wärmeaustausch zusammenfassen (GRAINGER UND LISTER 1965, BUSCH 1973, KUHN 1979, KUHN 1984, ANDREAS 1987, MORRIS 1989).

Eine umfassende Darstellung aller Transportmechanismen in der unteren Atmosphäre führt zu einem komplizierten, nicht linearen differenziellen Gleichungssystem (BRUTSAERT 1982, 37ff), welches nicht geschlossen gelöst werden kann. Zur Ableitung eines physikalischen Modells, welches diesen Energieübergang beschreibt, müssen deshalb Vereinfachungen getroffen werden: Um die Differentialgleichungen für Impuls, Wärmeinhalt und Feuchte zu lösen, wird eine Analogie der Austauschprozesse dieser drei Größen angenommen. Mittels der Anwendung dieses Ähnlichkeitsprinzips ('similarity principle'), können geschlossene Lösungen der Differentialgleichungen abgeleitet werden. Unter der Annahme, dass die horizontalen Gradienten der Größen signifikant geringer sind als die vertikalen Gradienten, kann das dreidimensionale Problem auf einen eindimensionalen Ansatz reduziert werden. Diese Annahme beinhaltet die Forderung nach Isotropie des Raumes bezüglich der Transportmechanismen des turbulenten Austausches und bezüglich der beiden horizontalen Raumrichtungen des dreidimensionalen Koordinatensystems. Die Forderung nach Isotropie in horizontaler Richtung bedeutet, dass in einer genügend großen Umgebung um den Messpunkt die Oberflächeneigenschaften uniform sein müssen. ESSERY (1997) zeigt, dass die Modellierung des turbulenten Austausches über heterogenen Flächen, wie teilweise von Schnee bedeckten Wiesen, zu fehlerhaften Ergebnissen führen kann. Außerdem wird angenommen, dass der vertikale, turbulente Transport in der bodennächsten Luftschicht dem mittleren Gesamttransport dieser Größen durch die bodennahe Atmosphäre in vertikaler Richtung entspricht. Dies ist solange gültig wie die betrachteten Größen konservative Eigenschaften besitzen, also z. B. kein Verlust an Masse oder Energie durch Strahlungsprozesse stattfindet.

Beim sogenannten '*bulk approach*', der Gradientmethode mit Messungen in zwei Höhengniveaus, werden die beiden turbulenten Wärmeströme - also fühlbarer und latenter Wärmestrom - durch den Gradienten der betrachteten Größe (Temperatur und absolute Feuchte), durch die aerodynamische Rauigkeit der Oberfläche bezüglich der betrachteten Größen und durch die Windgeschwindigkeit parametrisiert. Das Formelwerk lässt sich geschlossen aus der Theorie der Verwirbelung (*eddy correlation*) und den Grundgesetzen der Thermodynamik ableiten. Eine vollständige Ableitung der Beziehungen findet sich u. a. bei SCHNEIDER, C. (1998). Die dort ausgeführte Herleitung basiert maßgeblich auf den Arbeiten von ANDERSON (1968), KUHN (1979), BRUTSAERT (1982), HOGG ET AL. (1982), MUNRO (1991), MORRIS (1991) und OERLEMANS (2001). Für die beiden turbulenten Flüsse ergibt sich bei neutraler Schichtung der Atmosphäre:

$$H = - \frac{\rho c_p \kappa^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,T}}\right) \right]} (\Theta(z) - \Theta_0) \quad (8.7)$$

$$E = - \frac{\rho L_v \kappa^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,q}}\right) \right]} (q(z) - q_0) \quad (8.8)$$

- mit:
- ρ : Dichte der Luft
 - c_p : spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck
 - κ : van Karman-(Integrations-)Konstante (0,4)
 - $u(z)$: Windgeschwindigkeit in der Messhöhe z
 - Θ : Potentielle Temperatur der Luft an der Oberfläche bzw. in der Messhöhe z
 - $z_{0,u}$: Rauigkeitslängen für Impulsübertrag
 - $z_{0,T}$: Rauigkeitslängen für Wärmeübergang
 - $z_{0,q}$: Rauigkeitslängen für Feuchteübergang
 - L_v : spezifische Verdampfungswärme
 - q : absolute Feuchte der Luft an der Oberfläche bzw. in der Messhöhe z

Die Rauigkeitslängen $z_{0,t}$ für den Austausch fühlbarer Wärme und $z_{0,q}$ für den Austausch latenter Wärme sind nicht notwendig gleich $z_{0,u}$, da der Austausch von Impuls, Materie und Molekularbewegung direkt an der Oberfläche nicht auf denselben Mechanismen beruht und deshalb die Höhe, bei der die jeweilige Größe den Wert der Oberfläche annimmt, nicht immer für alle Austauschprozesse gleich ist. Zwischen der spezifischen Luftfeuchte (q) und dem Wasserdampfdruck der Luft (e) besteht die Beziehung (BRUTSAERT 1982, S. 37 f)

$$\frac{0.622e}{p} = \frac{q}{(1 + 0.61q)} \approx q, \quad (8.9)$$

wobei der Faktor $(1 + 0.61q)$ die Differenz zwischen virtueller Lufttemperatur und potentieller Lufttemperatur beschreibt. Diese Abweichung ist bei den über Schnee und Eis auftretenden Lufttemperaturen gering und kann bei der Anwendung der Gradient- oder Profilmessung zur Bestimmung des latenten Wärmestromes vernachlässigt werden. Mit Hilfe von Glg. 8.9 lässt sich Glg. 8.8 umformen zu

$$E = - \frac{\rho L_v 0.622 \kappa^2 u(z)}{p \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,q}}\right) \right]} (e(z) - e_0) \quad (8.10)$$

Die Gleichungen 8.7 und 8.9 beziehen sich auf Messungen von Feuchte, Temperatur und Windgeschwindigkeit an der Oberfläche und im Niveau z , wobei die Windgeschwindigkeit an der Oberfläche Null ist und bei Schnee- und Eisoberflächen der Wasserdampfdruck an der Oberfläche dem Sättigungsdampfdruck des vollständig gesättigten Luftfilms direkt an der Oberfläche entspricht.

Die hier beschriebene Methode zur Berechnung der turbulenten Wärmeflüsse einschliesslich einer Korrektur für die Stabilität der Atmosphäre (siehe Kap. 8.6.1.3) ist an vielen Gletschern und Schneeflächen erfolgreich eingesetzt worden. Beispiele hierzu gibt es u. a. aus Österreich (KUHN 1979, HARDING ET AL. 1989), der Schweiz (OERLEMANS 2000, OERLEMANS UND KLOK 2002), Neuseeland (MOORE 1983, MOORE UND OWENS 1984, HAY UND FITZHARRIS 1988), Grönland (GREUILL UND KONZELMANN 1994, BRAITHWAITE 1995a, VAN DE WAL UND RUSSELL 1994), Alaska (STRETEN UND WENDLER 1968), Kanada (DERIKX 1975, MUNRO UND DAVIES 1977, MUNRO 1990), Schweden (HOCK UND HOLMGREN 1996), der Antarktis (JAMIESON UND WAGER 1983, SCHNEIDER 1999, BRAUN UND SCHNEIDER 2000), den französischen Alpen (DE LA CASINIÈRE 1974), den französischen Pyrenäen (HANNAH ET AL. 2000), Südgeorgien (HOGG ET AL. 1982), den Kerguelen (POGGI 1977) und für Meereis (ANDREAS 1987). Die Aufzählung darf nur als kleine Auswahl verstanden werden.

8.6.1.3 Berücksichtigung der Stabilität der Atmosphäre bei der Berechnung der turbulenten Wärmeströme

Durch die Schichtung der Atmosphäre wird der Austausch turbulenter Wärme entweder unterdrückt bzw. verringert (stabile Schichtung) oder vergrößert (instabile Schichtung). Entsprechend müssen die beiden Ausdrücke in Glg. 8.7 und Glg. 8.9 um einen Term erweitert werden, der diesen Effekt berücksichtigt. Ausführliche Darstellungen der zu Grunde liegenden physikalischen Zusammenhänge und der mathematischen Ableitung von Stabilitätskorrekturen finden sich beispielsweise bei GRAINGER UND LISTER (1965), SELLERS (1965), MUNRO UND DAVIES (1977), OKE (1970), BUSCH (1973), DYER (1974), BRUTSAERT (1982), HÖGSTRÖM (1987), KUHN (1987), MUNRO (1989), BRAITHWAITE (1995a) und BLACKADAR (1997).

Da über einer schmelzenden Gletscheroberfläche bei positiver Lufttemperatur der Fall der instabilen Schichtung nur sehr selten auftritt, genügt es im vorliegenden Fall die stabile Schichtung zu berücksichtigen.

Die Berücksichtigung der Stabilität erfolgt mit Hilfe der durch Vereinfachungen aus der Gradient-Richardson-Zahl (Ri),

$$Ri = \frac{\frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2}, \quad (8.11)$$

ableitbaren 'bulk'-Richardsonzahl (Rb),

$$Rb = \frac{g(\Theta(z) - \Theta_0)(z - z_0)}{\overline{\Theta u(z)}^2}, \quad (8.12)$$

mit

$$\overline{\Theta} = \frac{\Theta(z) + \Theta_0}{2}. \quad (8.13)$$

Einschließlich der damit möglichen Stabilitätskorrektur ergeben sich aus Glg. 8.8 und Glg. 8.10 die Glg. 8.14 und 8.15 für die Ableitung der turbulenten Wärmeströme bei neutraler und stabiler Schichtung der bodennächsten Luftschicht mit $Rb < 0.2$:

$$H = - \frac{\rho c_p \kappa^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,T}}\right) \right]} (\Theta(z) - \Theta_0) (1 - 5Rb)^2 \quad (8.14)$$

$$E = - \frac{\rho L_v 0.622 \kappa^2 u(z)}{p \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,q}}\right) \right]} (e(z) - e_0) (1 - 5Rb)^2. \quad (8.15)$$

Außer den Rauigkeitslängen gehen nur Konstanten und Größen, welche an den automatischen Wetterstationen gemessen wurden, in die Berechnungsformeln ein. Bei einer Stabilität mit $Rb > 0.2$ wird der turbulente Austausch vollständig unterdrückt. Eine formal vollständige Ableitung des hier verwendeten Stabilitätsmaßes findet sich bei BRAITHWAITE (1995a) oder SCHNEIDER, C. (1998).

Um zu einer korrekten Ableitung dieses Stabilitätsmaßes zu gelangen, muss angenommen werden, dass die Rauigkeitslängen z_0 , z_e und z_h gleich sind. Da dies nicht notwendig der Fall ist, bedeutet dies, dass das hier verwendete Stabilitätsmaß nicht streng mathematisch ableitbar ist. Allerdings zeigt MOORE (1983) dass der Fehler hierbei fast immer kleiner als 10% bleibt und sich damit im Bereich der Instrumentenfehler bewegt. Zudem wird dieser Fehler nur bei großer Stabilität beträchtlich, während er bei neutraler Schichtung vollständig verschwindet. Die Rauigkeitslängen werden bei der vorliegenden Untersuchung aus der Anpassung der Energiebilanzmodellierung an die gemessene Ablation an den Ablationsstangen (Kap. 8.4) gewonnen. Diese Kleinst-Quadrat-Anpassung beruht auf Mittelwerten über Zeiträume von mehreren Tagen. Hierdurch wird ein möglicher Fehler bei der Stabilitätskorrektur im Mittel kompensiert. Dies bedeutet, dass die Vereinfachung bei der Ableitung des Stabilitätsmaßes sozusagen über das gesamte Datenkollektiv 'verschmiert' wird.

8.6.1.4 Rauigkeitslänge

Die bei der Ableitung des turbulenten Wärmeaustausches eingehenden Integrationskonstanten z_0 , z_e und z_h können physikalisch als die vertikalen Abstände vom Boden angesehen werden, bei denen Impuls, Temperatur beziehungsweise Luftfeuchte den Wert der Erdoberfläche annehmen. Die aerodynamische Rauigkeitslänge z_0 kann empirisch ermittelt werden, wenn Messungen der Windgeschwindigkeit und der Temperatur in mehreren Niveaus vorliegen. Aus dem logarithmischen Windprofil (BRUTSAERT 1982)

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \quad (8.16)$$

ersieht man sofort, dass die Darstellung von $\ln(z)$ gegen $u(z)$ den Logarithmus der Rauigkeitslänge (z_0) als Y-Achsenabschnitt ergibt, wenn nur Messungen bei neutral geschichteter Atmosphäre berücksichtigt werden (BRUTSAERT 1982). Andererseits können die effektiven Rauigkeitslängen auch als Stellgrößen für die Anpassung der Energiebilanzmodellierung an Ablationsmessungen genutzt werden (MORRIS 1991). Eine weitere Bestimmungsmöglichkeit ergibt sich, wenn parallele Messungen nach dem Eddy-Korrelationsverfahren und dem Gradientenverfahren durchgeführt werden (MUNRO 1989). Auch aus der geometrischen Rauigkeit der Oberfläche durch Messung der Häufigkeit, der mittleren Höhe und der Querschnittsfläche von Hindernissen kann die Oberflächenrauigkeit

abgeschätzt werden (LETTAU 1969). Die für Schnee und Eis angegebenen Rauigkeitslängen variieren über einen weiten Bereich von 10^{-6} m bis 10^{-1} m. Zusammenstellungen angegebener Rauigkeitslängen finden sich unter anderem bei HOLMGREN (1971), KUHN (1979), MOORE (1983), MORRIS (1989) und WIERINGA (1993). Die große Bandbreite möglicher Werte der Rauigkeitslängen über Eis und Schnee ist nicht nur auf die Schwierigkeiten bei der Bestimmung zurückzuführen, sondern ist auch Ausdruck der großen Variationsbreite von Eis- und Schneeoberflächen. Daraus ergibt sich, dass die Rauigkeitslänge eine zeitlich variable Größe ist, die vom Zustand der Gletscheroberfläche und damit wieder von atmosphärischen Bedingungen wie Temperatur, Windgeschwindigkeit und Niederschlag abhängt (SMEETS ET AL. 1999). Da die Rauigkeitslänge logarithmisch in die Bestimmung des turbulenten Wärmeaustausches eingeht, ergibt sich aus einer Unterschätzung der Rauigkeitslänge um eine Zehnerpotenz bei einer Messhöhe von 2 m lediglich eine Reduzierung des errechneten Austausches um 40%. Größere Rauigkeitslängen lassen auf eine stark strukturierte Eisoberfläche schließen. Die Gleichheit der Rauigkeitslängen für Impuls, Wärme und Feuchte wird oft vorausgesetzt, lässt sich theoretisch aber nicht ohne zusätzliche Annahmen ableiten. Messungen verschiedener Autoren erzielen widersprüchliche Ergebnisse. Es wird sowohl mit für alle drei Parameter gleichen Rauigkeitslängen als auch mit Rauigkeitslängen für Wärmetransport und Wasserdampf, die zwei Zehnerpotenzen kleiner sind als die Rauigkeitslänge für Impuls, gearbeitet (HOGG ET AL. 1982, GREUILL UND KONZELMANN 1994, BRAITHWAITE 1995a, HOCK UND HOLMGREN 1996). In der vorliegenden Untersuchung wurde die Rauigkeitslänge für alle drei Größen zur Eichung des Modells so gewählt, dass sich eine optimale Übereinstimmung mit der gemessenen Schneeschmelze ergibt. Sie stellt also keine abgeleitete Größe, sondern lediglich eine effektive Größe dar, die andere mögliche systematische Fehler kompensiert.

8.6.2 Die Energiebilanz am Messpunkt der AWS

Die Berechnung der Energiebilanz aus den meteorologischen Daten der AWS beruht auf Glg. 8.2. Eine Vereinfachung gegenüber Glg. 8.2 ergibt sich dadurch, dass bei durchgehend 0°C warmem Gletschereis der Speicherterm der Energiebilanzgleichung entfällt. Die Berechnung der Energiezufuhr durch Niederschlag (P) erfolgt aus der Temperaturdifferenz zwischen Niederschlagswasser und Gletscher, d. h. zwischen der Lufttemperatur und 0°C , der Regenmenge (N_m) in Liter bzw. kg pro Quadratmeter und der Wärmekapazität von Wasser (k) entsprechend

$$P = k \cdot N_m \cdot T(z). \quad (8.17)$$

Da die Bestimmung der Strahlungsbilanz mit einem Messinstrument im Gelände erfolgte (Kap. 8.6.1.1), erfordert lediglich die Ableitung der turbulenten Wärmeströme eine ausführlichere Darstellung.

Die turbulenten Wärmeströme berechnen sich nach Glg. 8.14 und Glg. 8.15. Dabei ist die Korrektur des turbulenten Austausches bei stabiler Schichtung der bodennahen Luftschicht eingeschlossen. Zur Anpassung der Messhöhen der Temperatur- und Feuchtefühler und des Windgeschwindigkeitssensors wird ein logarithmisches Windprofil angenommen. Die korrigierte Windgeschwindigkeit ergibt sich nach wenigen Umformungen des Standardprofils zu:

$$u(z_T) = u(z_u) \frac{\ln \frac{z_T}{z_{0,u}}}{\ln \frac{z_u}{z_{0,u}}} \quad (8.18)$$

mit z_T : Messhöhe der Lufttemperatur

$u(z_T)$:	Windgeschwindigkeit in der Höhe z_T
z_u	:	Messhöhe der Windgeschwindigkeit
$u(z_u)$:	Windgeschwindigkeit in der Höhe z_u
$z_{0,u}$:	Rauigkeitslänge für Impuls.

Die Messung der Lufttemperatur erfolgte in unbelüfteten Strahlungsschutzgehäusen (Abb. 8.15 und Kap. 4). Diese Gehäuse weisen bei geringen Windgeschwindigkeiten eine erhebliche Aufheizung durch Einstrahlung auf (RICHARDSON ET AL. 1999). Außerdem benötigt der Austausch des Luftvolumens Zeit, so dass die Aufzeichnungen des Messinstrumentes den Variationen der Lufttemperatur nachlaufen (ANDERSSON UND MATTISSON 1991). Der Fehler durch mangelnde Ventilation des Strahlungsschutzgehäuses kann bei hoher kurzwelliger Einstrahlung und hoher Albedo, wie sie über Schneeflächen oft gemessen wird, mehrere Kelvin betragen (ARCK UND SCHERER 2001). Entsprechend SCHNEIDER, C. (1998) wurde eine Anpassung der Lufttemperatur in Abhängigkeit von kurzwelliger Einstrahlung und Windgeschwindigkeit durchgeführt. Mit einer Gleichung der Form:

$$\Delta T = a \cdot KW \cdot e^{b \cdot u + c} \quad (8.19)$$

konnte eine gute Übereinstimmung mit der von der Fa. Young für Strahlungsschutzgehäuse dieser Bauart angegebenen Korrektur erzielt werden. Durch die Anpassung der Funktion (8.19) an die Korrekturwerte konnten die Konstanten der Funktion bestimmt werden. Die in der Formel verwendeten Variablen bezeichnen

ΔT	:	Differenz zwischen gemessener und wirklicher Lufttemperatur, [K]
a	:	0,0118, Konstante, [$K \cdot m^2/W$]
KW	:	kurzwellige Einstrahlung, [W/m^2]
b	:	-4,02, Konstante, [s/m]
u	:	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe, [m/s]
c	:	0,33, Konstante.

Für Windgeschwindigkeiten unter 3 m/s wird der strahlungsbedingte Fehler nach der Korrektur auf <0.2 K veranschlagt, da die Messungen bei nur geringer Albedo über Eis und nicht über Schnee stattfanden. Für höhere Windgeschwindigkeiten wird er vernachlässigbar und überschreitet die Toleranz, die der Hersteller des HMP-35-Temperaturfühlers angibt (vgl. Kap. 4), nur unwesentlich. Bei 3.5 m/s Windgeschwindigkeit und einer Einstrahlung von $600 W/m^2$ ergibt sich nur noch eine Abweichung von 0.18 K. Für Windgeschwindigkeiten über 3.5 m/s wurde die Korrektur deshalb vernachlässigt.

Zur Berechnung der potentiellen Temperatur (T_{pot}) wird die Beziehung (LILJEQUIST UND CEHAK 1974, S. 107)

$$T_{pot} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.287} \quad (8.20)$$

eingesetzt. Für den Luftdruck (p) wurde ein mittlerer Wert von 950 hPa eingesetzt.

Der Wasserdampfdruck (e) kann aus der gemessenen Relativen Feuchte (rf) und der Lufttemperatur (T) (BRUTSAERT 1982, S. 42) mit

$$e = rf \cdot 1013.25 \exp[a_1 T_R - a_2 T_R^2 - a_3 T_R^3 - a_4 - T_R^4] \quad (8.21)$$

und

$$T_R = 1 - \frac{373.15}{T} \quad (8.22)$$

sowie den Konstanten

a_1 : 13.3185 a_2 : 1.976 a_3 : 0.6445 a_4 : 0.1299 bestimmt werden.

Die Dichte der Luft (ρ) hängt von der Lufttemperatur, dem Druck und der Beimengung an Wasserdampf ab. Aus der allgemeinen Gasgleichung mit der allgemeinen Gaskonstanten (R_d) ergibt sich unter Berücksichtigung der Feuchte eine Beziehung der Form (BRUTSAERT 1982, S. 83)

$$\rho = \left[1 - \frac{0.378e}{p} \right] \frac{p}{R_d \cdot T}. \quad (8.23)$$

Die Berechnung der turbulenten Wärmeströme kann nun auf der Basis der Stundenmittelwerte von Luftfeuchte, Luftdruck, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit durchgeführt werden. Lediglich die einheitliche Rauigkeitslänge für Impuls, Wärmeaustausch und Wasserdampftransport ist noch festzulegen. Diese Größe wird zur Anpassung der Energiebilanz an die gemessene Ablation entsprechend Kap. 8.4 verwendet.

Die ermittelte Energiebilanz am Messpunkt der AWS wird zur Bestimmung der Ablation herangezogen. Der aus Glg. 8.2 ermittelte Energiebetrag wird mit Hilfe der Schmelzwärme von $3.35 \cdot 10^5$ J/kg auf der Basis der Stundenwerte in Millimeter Wasseräquivalent (mm WEQ) transformiert.

Der Austrag durch Evaporation bzw. der Eintrag durch Kondensation - abgeleitet aus dem latenten Wärmestrom - wird hinzuaddiert. Diese Größe erhält man, wenn man mit Hilfe der Sublimationsenergie (L_v) (LILJEQUIST UND CEHAK 1974, S. 91)

$$L_v = \left(2.498 - 0.0024 \cdot \frac{T}{[1^\circ C]} + 0.335 \right) 10^6 \frac{J}{kg} \quad (8.24)$$

die berechnete latente Wärme in Millimeter Wasseräquivalent umrechnet.

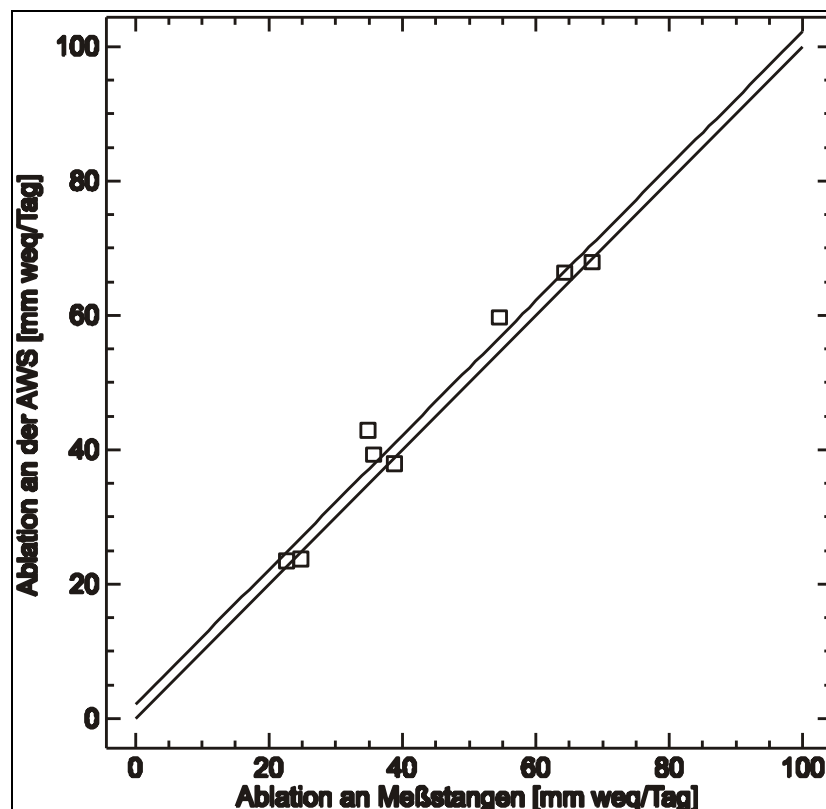


Abb. 8.19 Vergleich zwischen gemessener und modellierter Ablation während der Messkampagne im Südsommer 2000 im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua vom 28.02.00 bis 12.04.00.

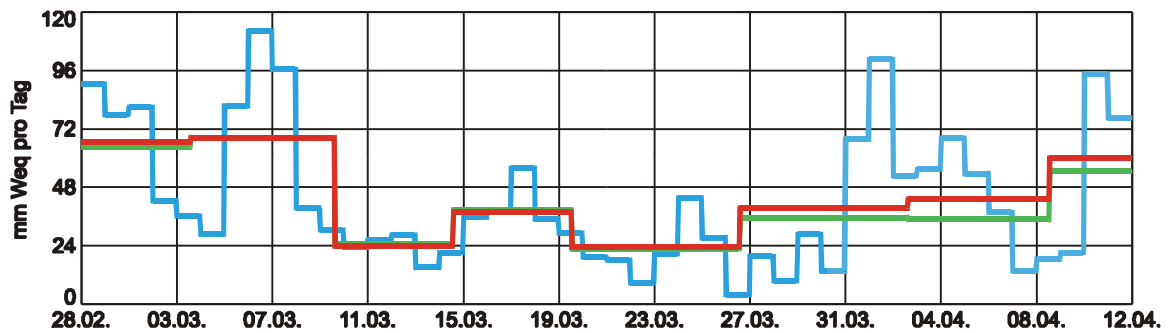


Abb. 8.20 Vergleich zwischen gemessener und modellierter Ablation während der Messkampagne im Südsommer 2000 im Ablationsgebiet des Glaciar Lengua vom 28.02.00 bis 12.04.00 und Verlauf der modellierten Ablation in Tagesmittelwerten (grün: gemessen, rot: modelliert, blau: Tagesmittelwerte des Modells).

Der Vergleich der aus meteorologischen Daten berechneten und der aus Messungen an den Ablationsstangen (Kap. 8.4) abgeleiteten Schneeschmelze ist in Abb. 8.19 abgebildet. Die beste Übereinstimmung erhält man mit der Rauigkeitslänge $4,6 \cdot 10^{-3}$ m (4,6 mm). Der Wert liegt im oberen Bereich der in der Literatur zu findenden Angaben über Rauigkeitslängen von Eisoberflächen. Die Rauigkeitslänge wird bei dem hier benutzten Verfahren als einzige Stellgröße zur Anpassung der modellierten an die gemessene Schneeschmelze herangezogen. Dies bedeutet, dass systematische Instrumentenfehler bei der Bestimmung der Feuchte- und Temperaturgradienten ebenso wie systematische Abweichungen vom logarithmischen Windprofil durch die Wahl der Rauigkeitslängen kompensiert werden müssen. Die Übereinstimmung zwischen gemessener und modellierter Ablation weist eine Korrelation von $r=0,99$ auf, was allerdings bei der geringen Zahl der Messintervalle von lediglich 8 nicht aussagekräftig ist. Dennoch ist, wie in Abb. 8.19 und Abb. 8.20 ersichtlich, die Übereinstimmung zwischen Messung und Modell sehr hoch.

Beispielhaft ist der Gang der Energiebilanz und der drei bestimmenden Terme Strahlungsbilanz, fühlbarer und latenter Wärmestrom für den Zeitraum vom 75. bis zum 89. Tag im Jahr in Abb. 8.21 dargestellt. Gut erkennbar ist der ausgeprägte Tagesgang der Energiebilanz, der hauptsächlich durch den Gang der Globalstrahlung bestimmt wird. Dennoch trägt mit 56 W/m^2 die Strahlungsbilanz nur 33% zur gesamten Energiebilanz bei (Abb. 8.22).

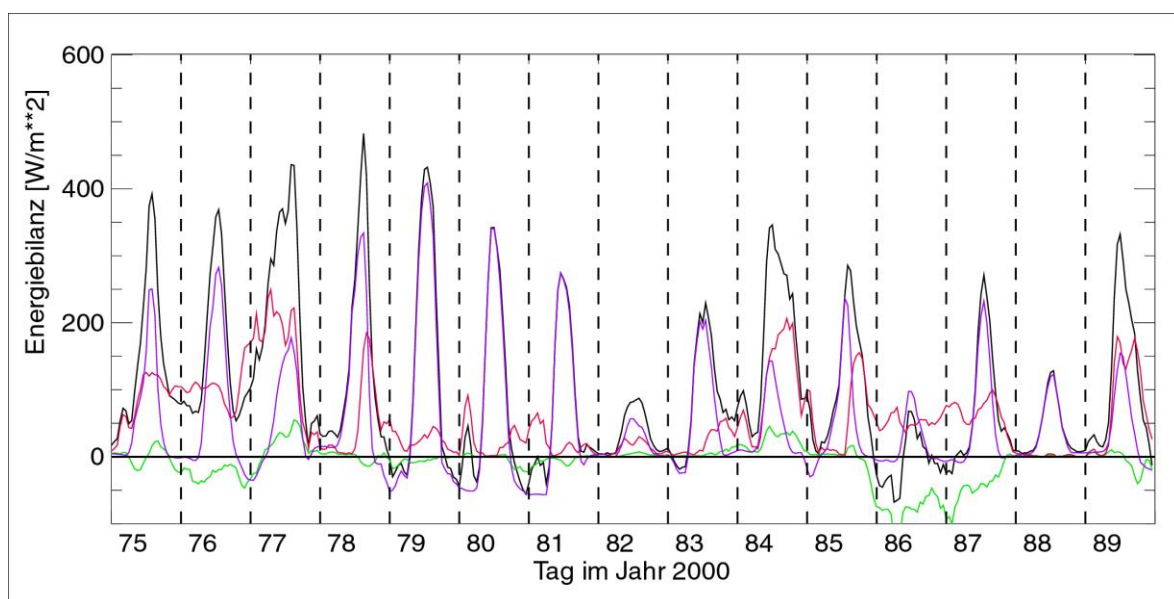


Abb. 8.21 Zeitlicher Verlauf der Energieströme an der AWS Glaciar Lengua vom 75. bis zum 89. Tag im Jahr 2000, (schwarz: Energiebilanz, blau: Strahlungsbilanz, rot: fühlbarer Wärmestrom, grün: latenter Wärmestrom).

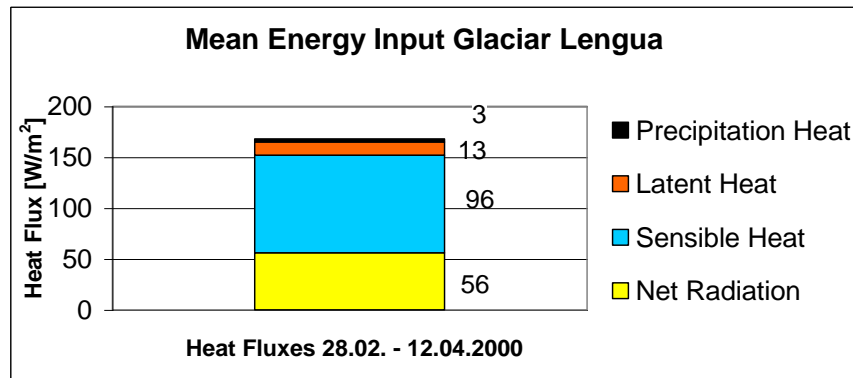


Abb. 8.22 Mittlerer Anteil der Energieflüsse an der Energiebilanz an der AWS Glaciar Lengua im Südsommer 2000 vom 28.02.00 bis 12.04.00.

Der Hauptteil der positiven Energiebilanz beruht auf dem sehr hohen fühlbaren Wärmestrom, der mit im Mittel 96 W/m^2 57% der Energiebilanz ausmacht. Der latente Wärmestrom tritt demgegenüber erwartungsgemäß mit 13 W/m^2 (8%) in den Hintergrund und der Eintrag von Wärme durch das Niederschlagswasser ist mit 3 W/m^2 fast vernachlässigbar. Unter weniger humiden Bedingungen liegt bei einem alpinen Gletscher der Anteil der Strahlungsbilanz an der Schmelzenergie meist bei ca. 60% und der Anteil des fühlbaren Wärmestroms zwischen 20% und 35% (vgl. Tab. 8.4). Da die Bilanz langwelliger Strahlung gering ausfällt und wenig Schwankungen aufweist, ist die Strahlungsbilanz durch den Tagesgang der Globalstrahlung dominiert, so dass in der gesamten Energiebilanz dieser Tagesgang wieder deutlich hervortritt.

Die besondere klimatologische Situation am Gran Campo Nevado ergibt sich aus großer Niederschlagssumme in der Höhe bei vergleichsweise milden Temperaturen, geringem Jahresgang der Temperatur und hoher Bewölkungsrate. Dies führt zu einem hohen Eismassenumsatz und bedingt die große Bedeutung, die der fühlbare Wärmestrom an der Ablation hat. Hohe mittlere Luftfeuchte wiederum führt dazu, dass der latente Wärmestrom anders als z. B. in Alaska (STRETEN UND WENDLER 1968) keine große Bedeutung erhält.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass das kühle und feuchte Klima mit häufiger Advektion von warmen und feuchten Luftmassen vom Pazifik den hohen fühlbaren Wärmestrom bewirkt, während bei hoher Bewölkungsrate die Strahlungsbilanz nur den kleineren, aber dennoch bedeutenden Beitrag zur Energiebilanz leistet. Die Energiebilanz am Glaciar Lengua unterscheidet sich dadurch deutlich von den meisten anderen bisher untersuchten, außertropischen Gletschern, wo im Allgemeinen die Strahlungsbilanz der dominierende Term der Energiebilanz ist. Ähnliche Verhältnisse wie am Gran Campo Nevado sind möglicherweise in Südnorwegen und an der Westabdachung der Südinsel Neuseelands zu finden. *Ishikawa et al.* (1992, zitiert in WILLIS ET AL. (2002)) erhalten im Februar 1990 am Franz Josef Glacier in Neuseeland 21% der Energiebilanz durch die Strahlungsbilanz und 80% der Schmelzenergie über die Energiezufuhr durch die beiden turbulenten Wärmeströme. Der Ivory Glacier in Neuseeland weist mit einem Anteil an der Energiebilanz von 52% durch die Strahlungsbilanz und 46% durch die beiden turbulenten Wärmeströme im Sommer 1972/73 ebenfalls ähnliche Verhältnisse auf (*Hay und Fitzharris* 1988, zitiert in WILLIS ET AL. 2002).

Im gesamten Messzeitraum vom 28.02.2000 bis zum 12.04.2000 wurde eine Gesamtablation von 1,92 m Wasseräquivalent modelliert. Dies entspricht einer mittleren Ablation von 44 mm pro Tag. In den Abb. 8.23 bis 8.25 sind Stundenmittelwerte und gleitende 24-Stundenmittel aller wichtigen Größen an der AWS Glaciar Lengua aus dem Untersuchungszeitraum dargestellt. Dabei wird deutlich, dass hohe turbulente Wärmeströme meist mit den Westwindwetterlagen (Wetterlagentyp 1 bis 3) und den dabei auftretenden hohen mittleren Windgeschwindigkeiten verbunden sind, zumal auch hohe Lufttemperaturen eher bei diesen

Autor	Rad (%)	H (%)	E (%)	Bemerkung
POGGI (1977)	45	31	23	Kerguelen, aperer Gletscher
HOCK UND HOLMGREN (1996)	ca. 66	ca. 33	ca. 0	Storglaciaren, Schweden
ESCHER-VETTER (1985)	+72	+30	-2	Vernagtgletscher, Österreich
OERLEMANS UND KLOK (2002)	+75%	+25%	-	Morderatschgletscher, Schweiz, Schnee und Eis; einjährige Messreihe im Zehrgebiet
OERLEANS (2000)	+76%	+16%	4%	Morderatschgletscher, Schweiz, Schnee und Eis; dreijährige Messreihe im Zehrgebiet
Ambach 1963, zit. in STREten UND WENDLER (1968)	+78	+22	-8	Grönland
Untersteiner (1961), zit. in STREten UND WENDLER (1968)	+94	+6	-8	Treibeis
STREten UND WENDLER (1968)	+51	+29	+20	Worthington Glacier, maritimes Alaska
DE LA CASINIÈRE (1974)	+85	+15	-6	Vallée Blanche, französische Alpen
Martin (1975), zit. in MALE UND GRANGER (1981)	+57	+43	-6	Alpen
Föhn (1973), zit. in MALE UND GRANGER (1981)	+44	+48	+8	Alpen
Ambach und Hoinkes (1963), zit. in MALE UND GRANGER (1981)	+68	+32	-2	Alpen
eigene Studie	+33	+57	+8	Glaciar Lengua, Gran Campo Nevado, Chile (53°S)

Tab. 8.4 Prozentuale Verteilung der Energiebilanzterme über schmelzenden Eisoberflächen (Rad: Strahlungsbilanz, H: fühlbarer Wärmestrom, E: latenter Wärmestrom).

Wetterlagen auftreten. Auch die Steuerung der Strahlungsbilanz durch die Globalstrahlung ist ersichtlich. Während des Untersuchungszeitraumes war das Auftreten hoher Globalstrahlungswerte nicht durchgehend den Hochdruckwetterlagen (Wetterlagentypen 5 und 6) zuzuordnen.

Tab. 8.5 zeigt Mittelwerte und Extrema der in Abb. 8.23 bis Abb. 8.25 dargestellten Größen. Auffällig ist die hohe Lufttemperatur, die zu keinem Zeitpunkt unter den Gefrierpunkt sank, was zu der insgesamt hohen Ablation von im Mittel über 43 mm pro Tag führte.

Parameter	Miniumum	Mittelwert	Maximum
Energiebilanz [W/m^2]	-142	168	923
Strahlungsbilanz [W/m^2]	-60	56	650
Globalstrahlung [W/m^2]	0	85	942
Fühlbarer Wärmestrom [W/m^2]	0	96	528
Latenter Wärmestrom [W/m^2]	-198	13	245
Wasseräquivalent pro Stunde [mm]	-0.8	1.8	9.9
Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]	0.5	5.9	12.8
Relative Luftfeuchte [%]	49	77	98
Wasserdampfdruck [hPa]	3.4	6.9	11.9
Windgeschwindigkeit [m/s]	0.6	4.1	14.9
Niederschlag pro Tag [mm]	0	24	195

Tab. 8.5 Mittelwerte und Extrema der Klimaelemente und der Energieflüsse an der AWS Glaciar Lengua im Südsommer 2000 vom 28.02.00 bis zum 12.04.00.

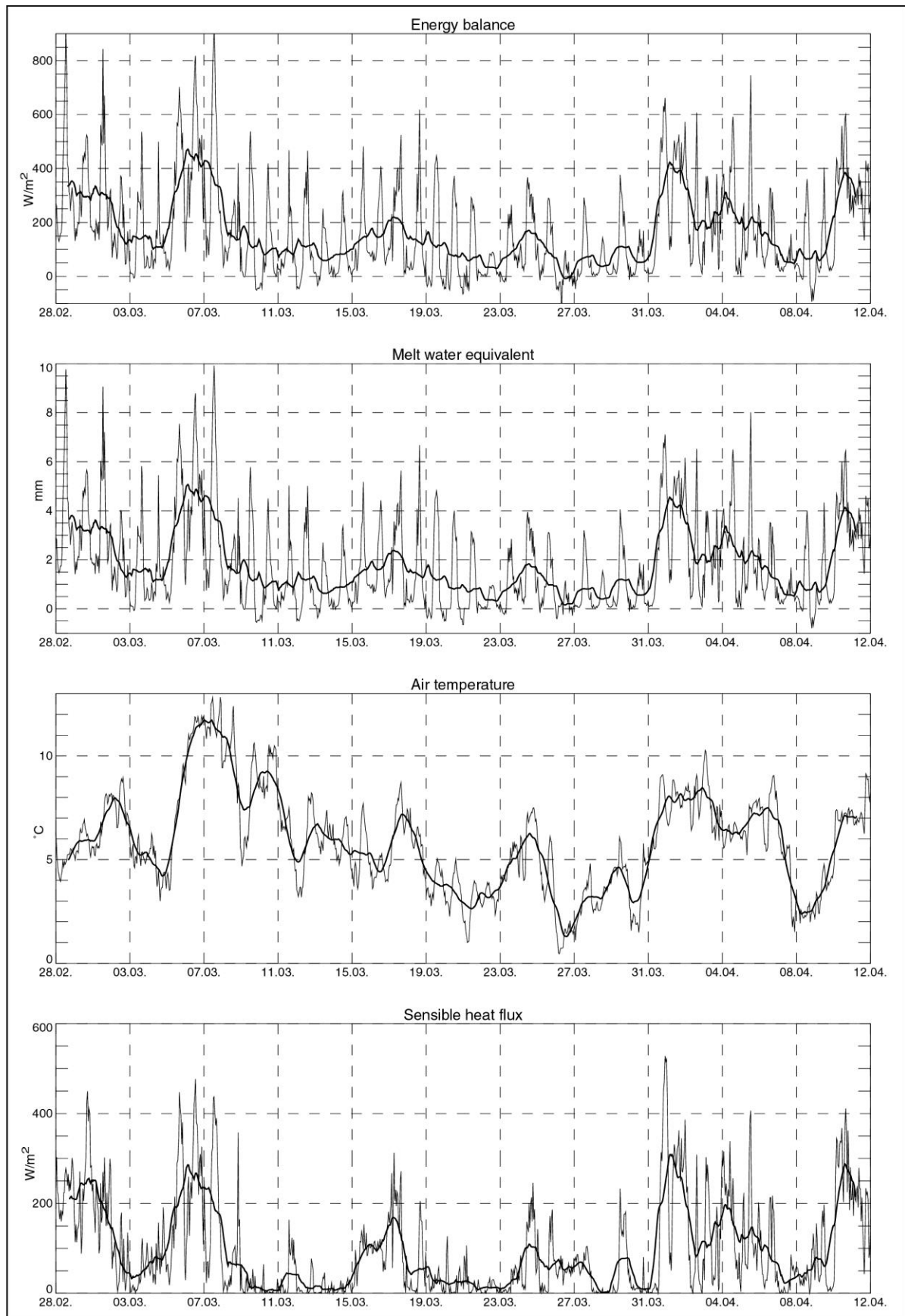


Abb. 8.23 Stundenwerte und gleitendes 24-Stundenmittel der Energiebilanz, des Schmelzwasser-äquivalents, der Lufttemperatur und des fühlbaren Wärmestroms an der AWS Glaciar Lengua, 28.02.00 bis 12.04.00.

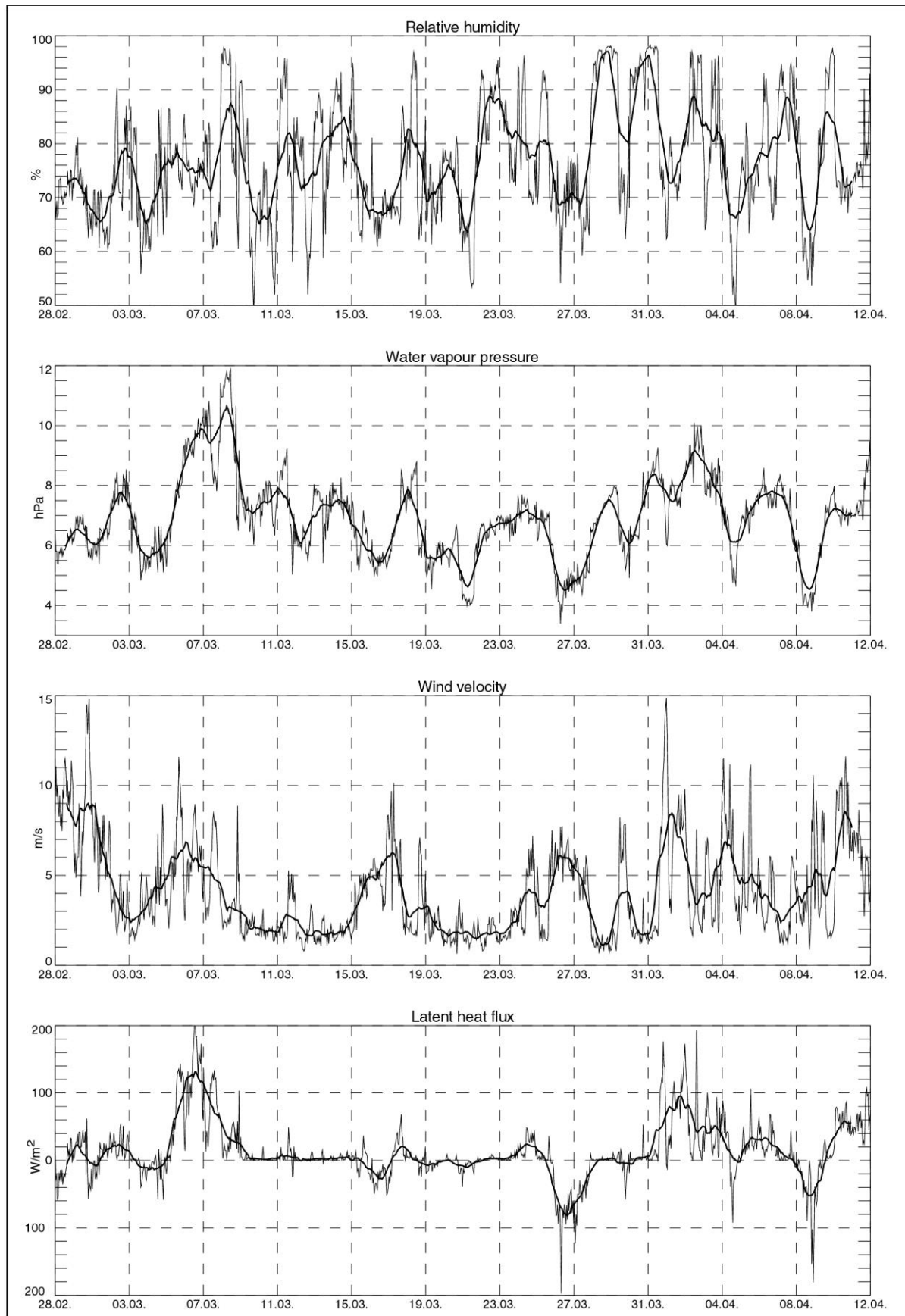


Abb. 8.24 Stundenwerte und gleitendes 24-Stundenmittel von Relativer Feuchte, Wasserdampfdruck, Windgeschwindigkeit und latentem Wärmestrom an der AWS Glaciar Lengua, 28.02.00 bis 12.04.00.

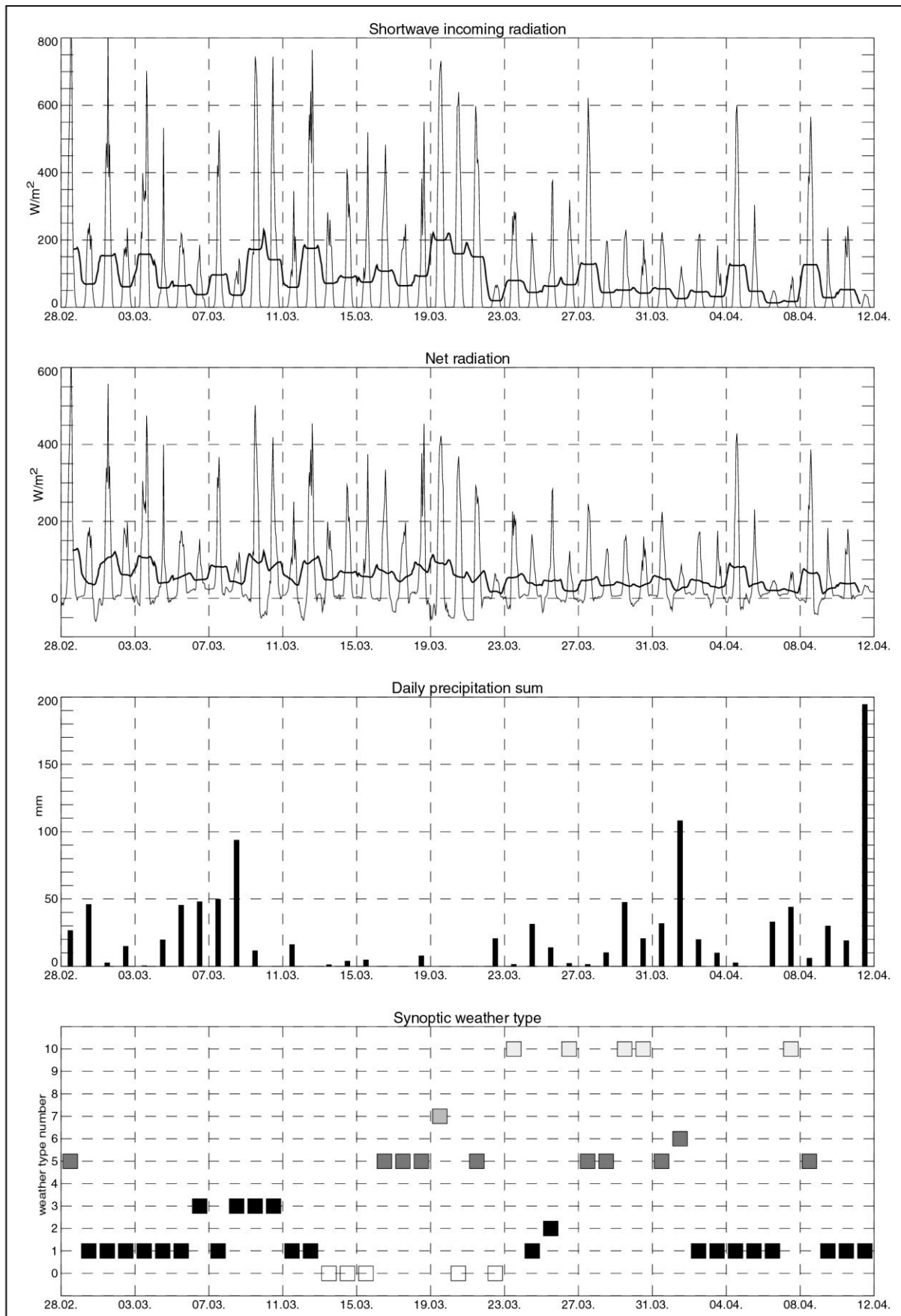


Abb. 8.25 Stundenwerte und gleitendes 24-Stundenmittel der Globalstrahlung und der Strahlungsbilanz sowie Tagessummen des Niederschlags und Wetteragentyp an der AWS Glaciar Lengua, 28.02.00 bis 12.04.00.

8.7 Modellierung der Massenbilanz am Glaciar Lengua

Die Betrachtung der Massenbilanz am Glaciar Lengua fußt auf dem sogenannten Gradtagansatz - also auf der Modellierung der Ablation mit Hilfe der Summe positiver Tagesmittel.

8.7.1 Theorie des Gradtagmodells

Die Idee, die Ablation von Schnee und Eis nicht aufgrund der physikalisch begründeten Betrachtung der Energieströme, sondern aufgrund empirischer Parametrisierung durch wenige Messgrößen abzuleiten, hat eine lange Tradition. BRAITHWAITE (1981) nennt als einen der ersten Ansätze die Studie von *Finsterwalder und Schunk von 1887* am Suldenferner in den Ostalpen. Der grundlegende Ansatz geht immer von einer linearen Beziehung zwischen Lufttemperatur (T_i) am Tag (i) und Ablation (A) in der Form

$$A = \sum_i (c_0 + c \cdot T_i) \text{ für alle } T_i > 0^\circ\text{C und } A_i = 0 \text{ für } T_i \leq 0 \quad (8.25)$$

aus (PATERSON 1994). In der Regel wird dabei der Koeffizient $c_0 = 0$ gesetzt, da bei der Beziehung zwischen Temperatur und Ablation von einem y-Achsenabschnitt von 0 ausgegangen wird, also die Ablation bei 0°C auch gerade zu 0 wird. Für den Zeitschritt i werden normalerweise 24 Stunden gewählt, so dass die Parametrisierung der Ablation mit Tagesmitteln der Lufttemperatur erfolgen kann. Erstaunlich ist die häufig gut funktionierende Parametrisierung der Ablation vor dem Hintergrund, dass in den meisten Klimaten der weit überwiegende Teil der Energiebilanz während der Schmelzphase auf die Strahlungsbilanz zurückgeht - typischerweise ca. 60% - und lediglich ca. 30% der positiven Energiebilanz an der Gletscheroberfläche auf dem fühlbaren Wärmestrom beruhen. BRAITHWAITE (1981) zeigt, dass dies darin begründet liegt, dass erstens der fühlbare Wärmestrom die wesentlich höhere Varianz aufweist und so einen größeren Anteil der Schwankungen der Ablation erklären kann und dass zweitens sich in der Lufttemperatur viele physikalische Prozesse der Grenzschicht zwischen Eis und Atmosphäre in komplexer Weise so spiegeln, dass die resultierende Lufttemperatur einen verlässlichen Proxy für die mittlere Energiebilanz darstellt. Für die Verhältnisse am Glaciar Lengua wird dies in Kap. 8.7.2 näher beleuchtet. Soll die Parametrisierung der Ablation mit Zeitschritten < 24 Stunden erfolgen, muss neben der Lufttemperatur auch die Globalstrahlung bzw. die Bedeckungsrate mit in ein lineares Gleichungssystem eingehen, da die Varianz der Ablation innerhalb eines Tages maßgeblich von der Strahlungsbilanz abhängt (RANGO UND MARTINEC 1995). HOCK (1999) setzt hierzu einen potentiellen Globalstrahlungsindex abgeleitet aus einem Einstrahlungsmodell ein und erhält damit hohe Übereinstimmung zwischen einem flächenhaftem Energiebilanzmodell und einem flächenhaften Temperatur-Strahlungs-Indexmodell auf der Basis von Stundenmittelwerten. Nach wie vor gehen dabei lediglich die Messung der Lufttemperatur und für die räumliche Verteilung deren Variation mit der Geländehöhe als Steuergrößen in das Modell ein. Eine Berücksichtigung der Bedeckungsrate ergab bei HOCK (1999) keine Verbesserung des Modells, was auf die komplexe Wechselwirkung von kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflüssen mit der Lufttemperatur schließen lässt, welche wiederum den Effekt unterschiedlicher Bedeckung auf die Ablation bereits weitgehend über die Variation der Lufttemperatur kompensiert.

Die Gradtagfaktoren hängen erheblich von der Albedo der Oberfläche ab. Ist die Abhängigkeit des Gradtagfaktors von der Albedo bekannt, so kann zur Verbesserung der Modellierung, über eine generelle Unterscheidung zwischen Eis und Schnee hinaus, eine Parametrisierung des zeitlichen Verlaufs des Gradtagfaktors auf der Basis der Albedoentwicklung vorgenommen werden (ARENDE UND SHARP 1999).

Kompliziertere, flächenhaft auf einem Datengitter rechnende Energiebilanzmodelle führen oft zu nicht wesentlich besseren Ergebnissen als ein einfaches Gradtagmodell unter anderem deswegen, weil beim Energiebilanzmodell die zeitlich variable Albedo und die ebenfalls von

Autor	Ort	Eis	Schnee
BRAITHWAITE UND OLESEN (1989)	Westgrönland	7,1-8,4	
WMO 1964 zit. in Rango und MARTINEC (1995)			3,0-6,0
Rango und MARTINEC (1995)	--		4,2-5,0
HOCK (1999)	Storglaciären, Schweden	6,3	4,4
BRAITHWAITE (1995b)	Storglaciären, Schweden	6,0-8,0	3,4-4,5
BØGGILD ET AL. (1994)	Nordostgrönland	8,3-13,8	
KONZELMANN UND BRAITHWAITE (1995)	Nordostgrönland	7,2-9,8	
JÓHANNESSON ET AL. (1995)	Sátujökull, Island	7,7	5,6
JÓHANNESSON ET AL. (1995)	Nigardsbreen, Norwegen	6,4	4,4
JÓHANNESSON ET AL. (1995)	Westgrönland	7,3	2,8
BRAITHEWAITE (1995b)	Westgrönland	7,5-8,3	2,9-3,7
Kasser (1959) zit. in BRAITHEWAITE (1995b)	Schweizer Gletscher	5,0-7,0	
Schytt (1964) zit. in BRAITHEWAITE (1995b)	Spitzbergen	13,8	
Orheim (1970) zit. in BRAITHEWAITE (1995b)	Schweden	6,3	
Braithwaite (1977) zit. in BRAITHEWAITE (1995b)	Norwegen	5,5	
Braithwaite (1981) zit. BRAITHEWAITE (1995b)	kanadische Arktis	6,3	
Woo und Fitzharris (1992) zit. in BRAITHEWAITE (1995b)	Franz Josef Gletscher, Neuseeland	6,0	3,0
Laumann und Reeh (1993) zit. in BRAITHEWAITE (1995b)	Norwegen	5,5-6,0	3,5-4,5
Takeuchi et al. (1996) zit. in BRAITHWAITE UND ZHANG (2000)	Patagonien, Argentinien	6,9-7,1	
Lang et al. (1976) zit. in BRAITHWAITE (1995b)	Aletschgletscher, Schweiz		5,4

Tab. 8.7 Gradtagfaktoren zusammengestellt nach verschiedenen Autoren.

der Oberflächenbeschaffenheit abhängige aerodynamische Rauigkeitslänge eine hohe Bedeutung haben (BROCK ET AL. 2000). Die raumzeitliche Modellierung der Albedo ist mit großen Schwierigkeiten behaftet (BROCK ET AL. 2000) und schon relativ kleine Fehler führen zu beträchtlichen Abweichungen der modellierten Ablation (ARNOLD ET AL. 1996).

Besondere Bedeutung für das Gran Campo Nevado kommt der Tatsache zu, dass der relative Anteil des fühlbaren Wärmestroms und damit auch der direkte Einfluss der Temperatur auf die Ablation in geringer Meereshöhe und bei ozeanischem Klima zunimmt (BRAITHWAITE 1981). Beide Faktoren (Zungenende bei nur 120 m ü. d. Meer und extrem ozeanische Verhältnisse) führen am Glaciar Lengua zu dem in Kap. 8.6 ausgeführten sehr hohen Anteil von über 60% des fühlbaren Wärmestroms an der Energiebilanz und begünstigen so die Anwendbarkeit eines Gradtagmodells.

Die Gradtagmethode wird häufig eingesetzt, wenn es um die Abschätzung der Ablation großer Gebiete oder unzugänglicher Gletscher geht, wo intensive langwährende mikro-meteorologische Messreihen nicht durchführbar sind oder wenn die Massenbilanz für längere Zeiträume in Vergangenheit oder Zukunft abgeschätzt werden sollen (z. B. BØGGILD ET AL. 1994, ENGESET ET AL. 2000). BRAITHWAITE UND OLESEN (1989) führt aus, dass in Westgrönland der Gradtagfaktor nur geringen saisonalen Schwankungen unterliegt und keine ausgeprägte interannuelle Schwankung aufweist. Allerdings sind Gradtagfaktoren stark von der Schneebedeckung aufgrund der starken Erhöhung der Albedo gegenüber Gletschereis abhängig (RANGO UND MARTINEC 1995). Außerdem variieren Gradtagfaktoren z. T. nach Lage des Gletschers und der Ausprägung des Lokalklimas.

BRAITHWAITE UND ZHANG (1999) kalibrierten ein entsprechendes Gradtagmodell für 37 Gletscher weltweit und erhalten eine weite Spanne von Änderungen der jährlichen Massenbilanz bei einer Erwärmung von 1 K, die von 0,1 m weq/a bis 1,3 m weq/a reicht. Für fünf Alpengletscher ergeben sich bei BRAITHWAITE UND ZHANG (2000) Werte zwischen 0,7 m weq/a und 0,9 m weq/a.

Häufig werden Gradtagmodelle auch mit Monatsmittelwerten der Temperatur betrieben. Hierfür kann unter Annahme der Normalverteilung der Tagesmittelwerte aufgrund des Monatsmittelwerts und der Standardabweichung der Lufttemperatur eine Häufigkeitsverteilung der Tagesmittelwerte berechnet werden (vgl. z. B. JÓHANNESSON ET AL. 1995). In ähnlicher Weise kann der Monatsniederschlag über die Häufigkeitsstatistik der Tagesmitteltemperatur auf Schnee- oder Regenniederschlag aufgeteilt werden.

Soll neben der Ablation die gesamte Massenbilanz bestimmt werden, so muss in die Berechnung auch die Akkumulation in Form von Niederschlag in das Modell eingehen. Für räumliche Massenbilanzierung ist ein Geländemodell oder wenigstens eine bekannte Höhen-Flächenverteilung des Gletschers Voraussetzung. Als Parameter müssen neben den Gradtagfaktoren für Eis und für Schnee noch die Gradienten von Temperatur und Niederschlag mit der Höhe bekannt sein und ein Temperaturschwellenwert zwischen Regen- und Schneeniederschlag gesetzt sein. Bei jedem Zeitintervall muss, wegen des Effekts der Albedo, geprüft werden, ob in der betrachteten Höhenlage noch eine Schneeeauflage auf dem Eis liegt. Außerdem berücksichtigen einige Modelle das Wiedergefrieren in der Schneedecke perkolierenden Schmelzwassers, welches somit nicht direkt dem Abfluss zugeführt wird (BØGGILD ET AL. 1994). Dies ist besonders in Klimaten mit großer Saisonalität von Bedeutung. Hierbei muss aber eine initiale Schneedichte vereinbart werden und das Modell muss die Erhöhung der Schneedichte und die Kompaktierung und Ausdünnung der Schneedecke durch Wiedergefrieren bis zur Ausbildung von Aufsatzeis (*superimposed ice*) bei fortschreitender Perkolation richtig nachbilden (BRAITHWAITE UND OLESEN 1989, JÓHANNESSON ET AL. 1995).

8.7.2 Abhängigkeit der Ablation am Glaciar Lengua von den Ausgangsgrößen

Um die Abhängigkeit der Ablation von verschiedenen Steuergrößen und den linearen Zusammenhang zwischen den einzelnen Steuergrößen näher zu beleuchten, wurden lineare Korrelationen aller Größen berechnet und die Korrelationskoeffizienten in Form einer Korrelationsmatrix dargestellt (Tab. 8.8). Dabei bestätigt sich, dass die Korrelationen der

Kreuz-tabelle	Abl.	Rad.	H	L	Huette Temp.	Huette Global.	Huette Wind	Huette Rel. F.	Lengua Temp.	Legua Global.	Leng. Wind	Lengua Rel. F.
Ablation	1.00	0.14	0.94	0.74	0.65	-0.06	0.71	-0.34	0.62	-0.08	0.78	-0.25
Rad.	0.14	1.00	-0.08	-0.19	0.15	0.75	0.19	-0.47	0.07	0.88	-0.06	-0.47
H	0.94	-0.08	1.00	0.61	0.49	-0.22	0.68	-0.34	0.47	-0.24	0.92	-0.25
L	0.74	-0.19	0.61	1.00	0.74	-0.30	0.39	0.17	0.78	-0.42	0.28	0.24
H-Temp.	0.65	0.15	0.49	0.74	1.00	0.02	0.43	-0.15	0.98	-0.17	0.26	-0.05
H-Globl.	-0.06	0.75	-0.22	-0.30	0.02	1.00	0.10	-0.54	-0.06	0.84	-0.19	-0.58
H-Wind	0.71	0.19	0.68	0.39	0.43	0.10	1.00	-0.51	0.36	0.04	0.65	-0.38
H-Rel. F.	-0.34	-0.47	-0.34	0.17	-0.15	-0.54	-0.51	1.00	-0.02	-0.52	-0.45	0.88
Le-Tmp.	0.62	0.07	0.47	0.78	0.98	-0.06	0.36	-0.02	1.00	-0.23	0.22	0.00
Le-Glob.	-0.08	0.88	-0.24	-0.42	-0.17	0.84	0.04	-0.52	-0.23	1.00	-0.15	-0.60
Le-Wind	0.78	-0.06	0.92	0.28	0.26	-0.19	0.65	-0.45	0.22	-0.15	1.00	-0.37
Le-R. F.	-0.25	-0.47	-0.25	0.24	-0.05	-0.58	-0.38	0.88	0.00	-0.60	-0.37	1.00

Tab. 8.8 Kreuzkorrelation zwischen Ablation, Energieflüssen und ausgewählten Steuergrößen der AWS Glaciar Lengua und der AWS Gran Campo NPB. Alle Daten gingen in Form von Tagesmittelwerten in die Korrelationsanalyse ein. Korrelationen größer 0,6 wurden fett gedruckt.

Ablation mit der Strahlungsbilanz und mit der Globalstrahlung unbedeutend sind. Sie hängt aber maßgeblich von den Messgrößen Temperatur ($r = 0,65$) und Windgeschwindigkeit ($r = 0,71$) ab. Die im Gradtagmodell eingesetzte Steuergröße der Lufttemperatur wiederum spiegelt nicht nur einen großen Anteil der Varianz des fühlbaren Wärmestroms wieder ($r = 0,49$) sondern erklärt auch einen hohen Anteil an der Varianz des latenten Wärmestroms ($r = 0,74$). Auch die andere bedeutende Steuergröße, die Windgeschwindigkeit, weist eine beträchtliche Korrelation von $r = 0,49$ mit der Lufttemperatur auf. Eine multiple lineare Regression von Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit wird deshalb die gesamte erklärte Varianz an der Ablation nur maßvoll erhöhen. Um diesen Sachverhalt zu prüfen wurden das Gradtagmodell und ein multiples lineares Regressionsmodell gegen das Energiebilanzmodell getestet. Benutzt man als Eingabedaten die Größen Temperatur, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit der Gletscherstation Lengua so erhält man auf der Basis von 3-Stunden-mittelwerten eine Korrelation von $r = 0,93$ zwischen multipler, linearer Regression und Energiebilanzmodell.

Auf der Basis der Daten der AWS Gran Campo NPB auf Meeresniveau an der Puerto Bahamondes sinkt die Korrelation auf $r = 0,77$. Dies ist nur noch geringfügig besser als das Standardgradtagmodell mit den Daten der Lufttemperatur der AWS Gran Campo NPB von $r = 0,64$. Der Vergleich von Energiebilanzmodell, Gradtagmodell und multiplern linearem Regressionsmodell - bei den beiden letztgenannten Modellen jeweils mit den Daten der AWS Gran Campo NPB berechnet - zeigt Abb. 8.26. Ein komplizierteres Modell als das normale Gradtagmodell bringt keine wesentliche Verbesserung der Ablationsabschätzung, weshalb im Weiteren darauf verzichtet wird.

8.7.3 Gradtagmodell für den Glaciar Lengua

Das Gradtagmodell für den Gletscher Lengua wurde mit Hilfe der Ablation entsprechend des Energiebilanzmodells im Zeitraum 24.02.2000 bis 13.04.2000 geeicht. Hierbei wurde ein Höhengradient der Lufttemperatur $0,63 \text{ K}/100 \text{ m}$ (Kap. 4) zwischen der AWS Gran Campo NPB (26 m ü. d. Meer) und der Höhe der Messtangen auf dem Gletscher (450 m ü. d. Meer) angenommen. Die optimale Übereinstimmung zwischen beiden Modellen mit einem Korre-

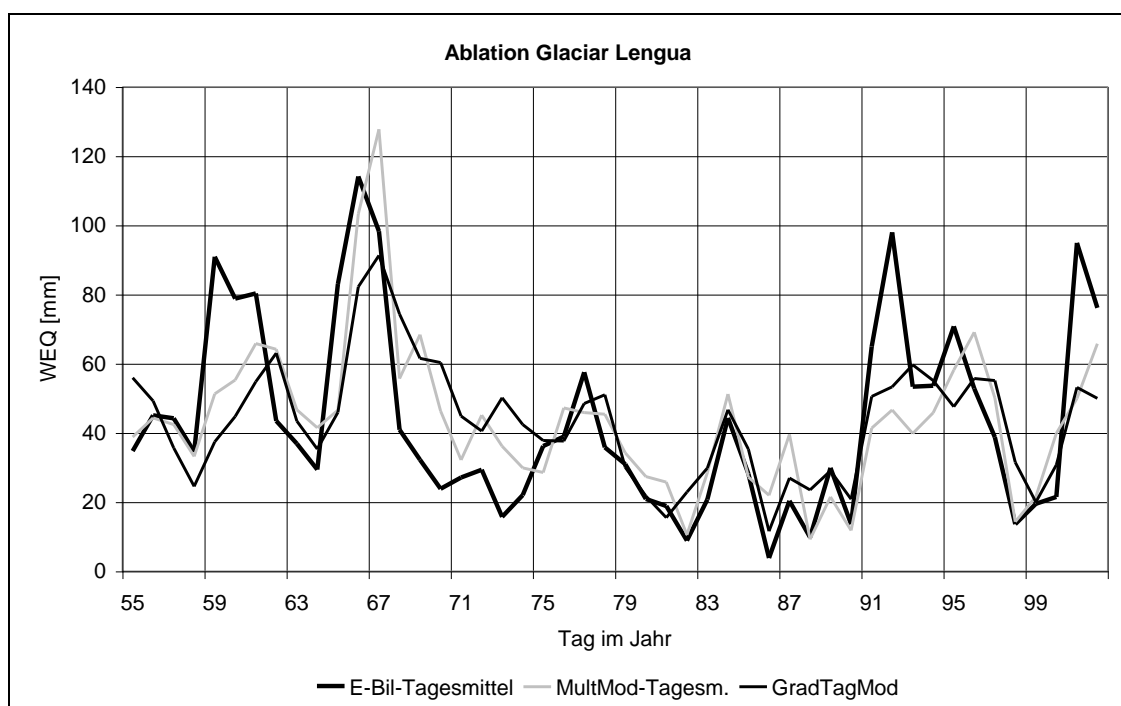


Abb. 8.26 Vergleich von Tagesmittelwerten des Energiebilanzmodells (E-Bil), des Gradtagmodells und des multiplen, linearen Regressionsmodells (MultMod) am Glaciar Lengua.

lationskoeffizienten von $r = 0,64$ (Abb. 8.27) ergibt sich bei einem Gradtagfaktor von $7,01 \text{ mm} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{Tag}^{-1}$. Der so abgeleitete Gradtagfaktor wurde im weiteren als Gradtagfaktor für apere Gletscherfläche am Glaciar Lengua über längere Zeiträume verwendet.

Um mit dem so kalibrierten Gradtagmodell für beliebige Zeiträume und für beliebige Geländehöhe die Massenbilanz berechnen zu können, werden der Gradient des Niederschlags mit der Höhe und ein Gradtagfaktor für Schnee an Stelle von Eis benötigt. Der Gradtagfaktor wurde entsprechend den Literaturwerten (Tab. 8.7) mit einem Wert von $3,5 \text{ mm} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{Tag}^{-1}$ auf die Hälfte des Gradtagfaktors für Eis ($7,01 \text{ mm} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{Tag}^{-1}$) gesetzt. Der Niederschlagsgradient wurde so gewählt, dass der Jahresniederschlag von ca. 6500 mm im Meeresniveau auf etwas über 10.000 mm im Bereich des Gipfelplateaus der Eiskappe ansteigt (vgl. Kap. 4). Es ergibt sich eine Funktion der Form

$$N_h = N_0(1 + 0,0005 \cdot h) \quad (8.26)$$

mit dem Niederschlag (N_h) in der Geländehöhe (h) und dem Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB in Meereshöhe (N_0). Bei Ablauf des Gradtagmodells wird nun bei jedem Zeitschritt geprüft, ob in der betrachteten Geländehöhe aus dem vorangegangenen Zeitschritt noch Rest- bzw. Neuschnee auf dem Gletscher liegt. Bei einer Temperatur über dem Gefrierpunkt wird dann entsprechend des gültigen Gradtagfaktors die Schmelzmenge berechnet. Falls die Ablation im Zeitintervall größer ist als die Restschneemenge, wird die Schneemenge auf Null gesetzt. Im Weiteren wird bei einer Lufttemperatur von unter $+1^\circ\text{C}$ in der betrachteten Höhe der Niederschlag als Neuschneezufuhr zum Altschnee hinzuaddiert. Anschließend wird die verbleibende Schneemenge in den nächsten Zeitschritt übergeben. Über alle Zeitschritte (Tage) und über alle Höhenniveaus kann zuletzt die gefallene Schneemenge (Akkumulation) und die aufgetretene Schnee- oder Eisschmelze (Ablation) zur Massenbilanz verrechnet werden.

Während des Winters 2000 war die AWS Gran Campo NPB für etwas mehr als zwei Monate ausgefallen. Der Niederschlag im Juni und Juli 2000 wurde auf einen mittleren Wert gesetzt, der mit Hilfe multipler linearer Regression aus den Stationsdaten der nächstgelegenen WS Faro Evangelistas und Punta Arenas JS abgeleitet wurde ($18,1 \text{ mm/Tag}$ im Juni und

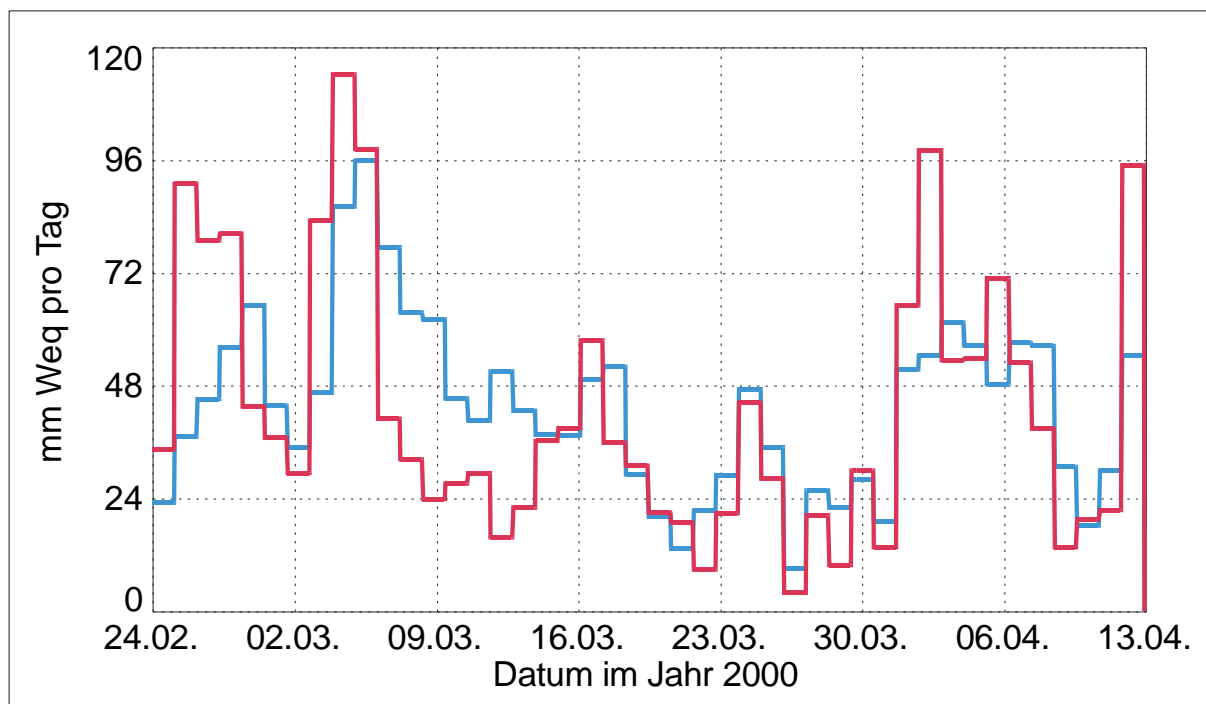


Abb. 8.27 Modellierter Ablation am Glaciar Lengua, 24.02.00 bis 12.04.00 mit den Daten der AWS Glaciar Lengua (Energiebilanzmodell rot) und AWS Gran Campo NPB (Gradtagmodell, blau).

11,2 mm/Tag im Juli). Nicht gemessener Schneeniederschlag an kalten Tagen mit einer Lufttemperatur unter 0°C an der AWS Gran Campo NPB wurde durch das Mittel des Niederschlags an Tagen mit einer Lufttemperatur zwischen +1°C und +2,5°C ersetzt. Hiervon waren 48 Tage betroffen. Der Mittelwert hierfür beträgt 6.9 mm/Tag berechnet aus 108 solchen Tagen. Der gleiche Wert von 6.9 mm/Tag wurde den Tagen mit Stationsausfall am 31.05.2000 und von 01.08. bis 08.08.2000 zugewiesen.

Die Lufttemperatur während des genannten Zeitraums mit Stationsausfall an der AWS Gran Campo NPB konnte mit Hilfe einfacher linearer Regression (vgl. Kap. 4) aus den Tagesmittelwerten der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS berechnet werden. Die so bestimmte Massenbilanz für eine Geländehöhe von 450 m ü. d. Meer für den Messzeitraum Oktober 1999 bis März 2003 ist in Abb. 8.28 dargestellt. In der Geländehöhe von 450 m ü. d. Meer weist lediglich der Hochwinter (Juni, Juli, August) eine geringfügig positive Massenbilanz auf. Während des restlichen Jahres ist in dieser Höhenlage die Ablation größer als der Schneeniederschlag und der Gletscher ist zumeist aper.

Die an den Ablationsstangen auf dem Glaciar Lengua durchgeführten Messungen der Eisschmelze für verschiedene Zeiträume können nun mit der aus dem Gradtagmodell berechneten Massenbilanz für die Geländehöhe der einzelnen Stangen verglichen werden (Tab. 8.9). Insgesamt ist eine hohe Übereinstimmung zwischen Modell und Messungen zu konstatieren. Die Abweichungen sind nur für die Stange L-up mit +27,6% und -17,8% hoch. Im ersten Fall (2002) wird ein Verrutschen der Stange im Bohrloch vermutet. Die Abweichung im Jahr 2003 könnte auf einen Schneefall kurz vor Ablesung der Stange zurückzuführen sein. Die Ablation an den anderen Stangen bestätigt bei Abweichungen zwischen -11% und +5% das Modell recht ordentlich. Während das Modell im Jahre 2003 die Ablation eher unterschätzt, ergibt sich für die beiden Jahre davor eher eine Überschätzung der Eisschmelze.

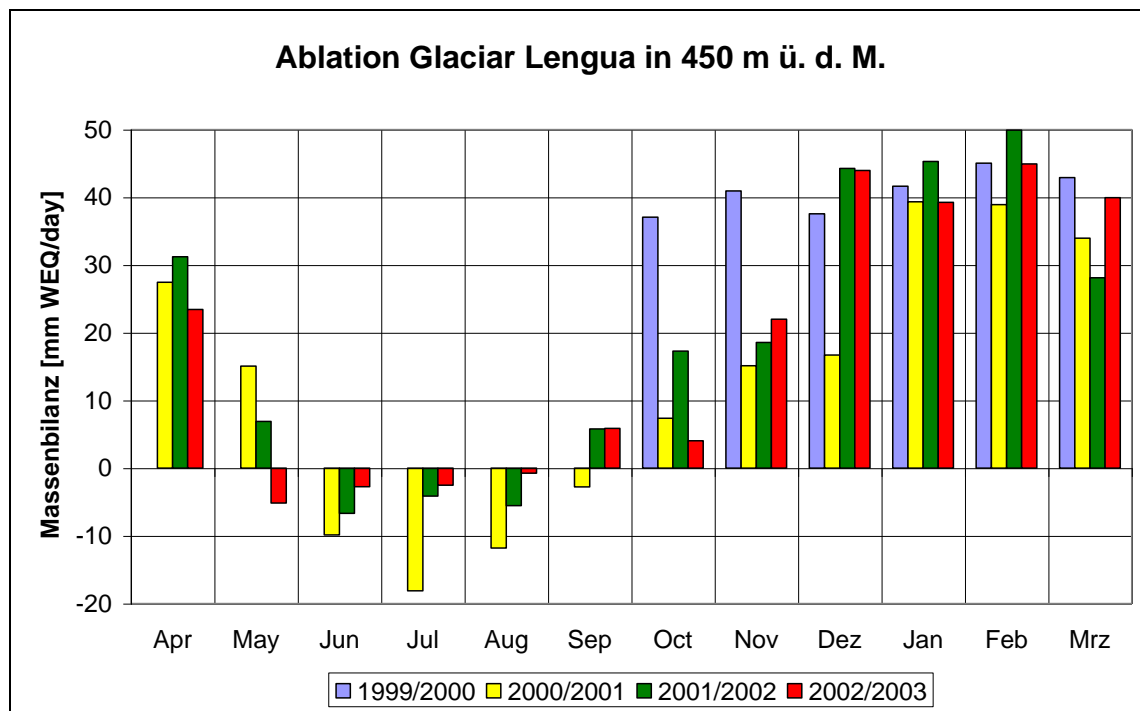


Abb. 8.28 Modellierte Ablation am Glaciar Lengua von Oktober 1999 bis März 2003 nach dem Gradtagmodell mit Niederschlags- und Temperaturdaten der AWS Gran Campo NPB im Höhengniveau von 450 m ü. d. M. Der Massenverlust (Ablation) erhielt bei dieser Darstellung ein positives Vorzeichen.

Period	Begin	End	Abl. mod.	Abl. – snow precip.	Abl./day	Ablation measured	Dev. mod./ meas.	Snow precip.
Stakes 2000	28.02.2000	12.04.2000	1,956 m	1.956 m	43.5 mm	1,88 m	+4.0%	0 mm
Stakes 2001 L1,L2,L3 (431 m)	17.11.2000	21.03.2001	4,49 m	4.49 m	36.0 mm	4,47 m	+0.4%	0 mm
Stakes 2002 L1-L5 (428 m)	21.03.2001	10.03.2002	8.23 m	7.20 m	20.3 mm	7.56 m	+4.6%	1024 mm
Stakes 2002 L-AWS (449 m)	21.03.2001	10.03.2002	7.94 m	6.91 m	19.5 mm	7.15 m	+2.8%	1033 mm
Stakes 2002 L-up (504 m)	21.03.2001	10.03.2002	7.16 m	6.02 m	16.9 mm	4.36 m	+27.6 %	1145 mm
Stakes 2003 L2-L5 (428 m)	11.03.2002	03.03.2003	6.89 m	6.22 m	17.4 mm	6.90 m	-10.9%	665 mm
Stakes 2003 L-AWS (449 m)	11.03.2002	10.03.2003	6.98 m	6.27 m	17.2 mm	6.93 m	-10.5%	702 mm
Stakes 2003 L-up (504 m)	21.03.2002	10.03.2003	5.92 m	5.10 m	14.4	6.01 m	-17.8%	815 mm
Summer 2000 (450 m)	15.10.1999	15.04.2000	7.61 m	7.61 m	41.4 mm			0 mm
Summer 2001 (450 m)	15.10.2000	15.04.2001	6.29 m	6.22 m	34.2 mm			68 mm
Summer 2002 (450 m)	15.10.2001	15.04.2002	6.73 m	6.63 m	36.2 mm			108 mm
Summer 2003 (450 m)	15.10.2002	15.04.2003	6.68 m	6.67 m	36.5 mm			12 mm
Year 2000 (450 m)	15.04.2000	14.04.2001	6.20 m	4.43 m	12.1 mm			1777 mm
Year 2001 (450 m)	15.04.2001	14.04.2002	7.92 m	6.88 m	18.9 mm			1034 mm
Year 2002 (450 m)	15.04.2002	14.04.2003	7.20 m	6.51 m	17.8 mm			694 mm

Tab. 8.9 Vergleich von Messung und Modellierung der Massenbilanz an den Ablationsstangen am Glaciar Lengua 2000 bis 2003.

8.7.4 Spezifischer Massenbilanzgradient am Glaciar Lengua

Mit dem geeichten Gradtagmodell kann für jede Höhe die Massenbilanz über definierte Zeitabschnitte berechnet werden. Der spezifische Massenbilanzgradient, also die Zunahme der Massenbilanz mit der Höhe für die drei Untersuchungsjahre 2000/01 bis 2002/03 wird in Abb. 8.29 dargestellt. Für die drei Massenbilanzjahre ergeben sich in der Höhenstufe zwischen 400 m und 600 m ü. d. Meer als Höhengradienten der Massenbilanz Werte von -23,9 mm/m (2000/01), -22,8 mm/m (2001/02) und -16,9 mm/m (2002/03). Im Mittel ergibt sich ein Gradient von -21,2 mm/m.

Aus den Messungen an den Ablationsstangen ergab sich ein mittlerer Gradient in der Höhenlage zwischen 500 m und 550 m ü. d. M. von -22,4 mm/m (Kap. 8.5.2), was mit den beiden ersten Jahren der Beobachtung und auch mit dem Mittelwert über den gesamten Beobachtungszeitraum sehr gut übereinstimmt. Da das durch Messungen an den Ablations-

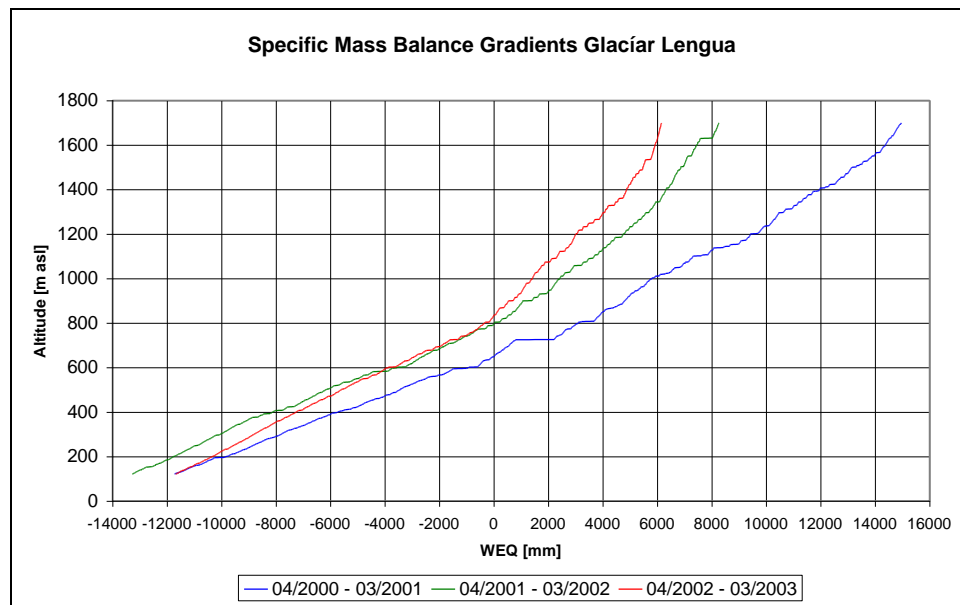


Abb. 8.29 Spezifischer Massenbilanzgradient in den Jahren 2000/01 bis 2002/03 am Glaciar Lengua entsprechend des geeigten Gradtagmodells.

stangen abgedeckte Höhenintervall allerdings sehr klein ist, ist dieser Vergleich lediglich ein Hinweis darauf, dass Ablationsmessung und Gradtagmodell Ergebnisse mit ähnlichen Höhengradienten aufweisen. Im dritten Jahr ist der Höhengradient der Massenbilanz aufgrund des wesentlich geringeren Niederschlags deutlich niedriger.

8.7.5 Flächenhafte Massenbilanz am Glaciar Lengua

Mit Hilfe des digitalen Geländemodells (Abb. 8.30) kann die räumlich verteilte Massenbilanz für den Glaciar Lengua auf der Grundlage des Gradtagmodells abgeleitet werden und so die gesamte Massenbilanz des Gletschers für definierte Zeitabschnitte ermittelt werden. Hierfür wird die spezifische Massenbilanzkurve für den betrachteten Zeitabschnitt berechnet. Anschließend wird jedem Gitterpunkt im digitalen Geländemodell entsprechend der Geländehöhe die entsprechende Massenbilanz zugewiesen. Die Massenbilanz des gesamten Gletschers für jeden einzelnen Monat von Oktober 1999 bis März 2003 ist in Abb. 8.31 wiedergegeben. Der Datensatz umfasst 3,5 Jahre. Eine positive Massenbilanz tritt durch-

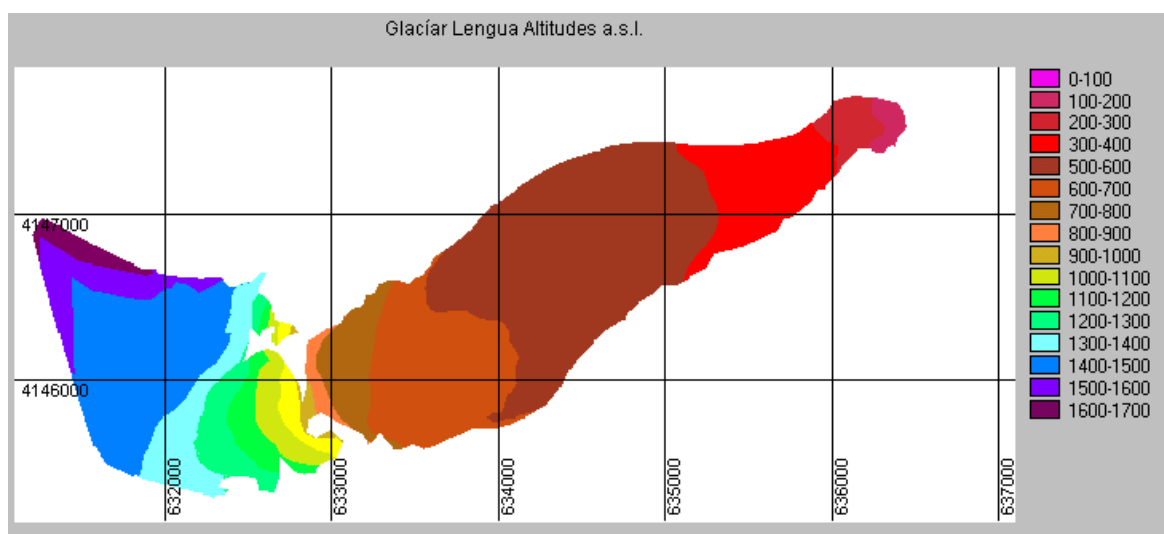


Abb. 8.30 Geländemodell des Glaciar Lengua.

Jahr	Kum MB	Mitteltemperatur	Niederschlagsrate
2000 - 2001	+1451 mm	5,53°C	22,9 mm / Tag
2001 - 2002	-2131 mm	5,88°C	13,1 mm / Tag
2002 - 2003	-2287 mm	5,26°C	9,8 mm / Tag

Tab. 8.10 Kumulative Massenbilanz am Glaciar Lengua in den Jahren 2000/01 bis 2002/03.

gehend nur im Hochwinter von Juni bis August auf. Mai sowie September und Oktober können als Übergangsjahreszeiten angesprochen werden und weisen negative oder positive Massenbilanz auf, während die verbleibende Jahreshälfte von November bis April fast durchgängig durch negative Massenbilanz geprägt ist.

Die räumliche Verteilung der Massenbilanz in den drei glaziologischen Jahren 2000/01, 2001/02 und 2002/03 ist in Abb. 8.32 wiedergegeben. Tab. 8.10 fasst die kumulative Massenbilanz der einzelnen Jahre sowie die mittlere Lufttemperatur und mittlere Niederschlagsrate zusammen. Im Jahr 2000/01 war die Ablation in den tiefen Lagen mit Werten bis 11.000 mm WEQ weniger hoch im Vergleich zum Jahr 2001/02 mit über 13.000 mm WEQ (Abb. 8.29). Durch den deutlich höheren Niederschlag in 2000/01 nahm die Akkumulation in den Hochlagen mit fast 15.000 mm WEQ ungefähr doppelt so hohe Werte an wie in den beiden Folgejahren, wo nur eine Akkumulation um ca. 7.000 mm WEQ erreicht wurde. Das Jahr 2002/03 war durch etwas niedrigere Temperatur (geringere Ablation an der Gletscherzunge) und nochmals geringere Niederschläge (erneut eine Verringerung der Akkumulation in den Hochlagen) gegenüber dem Jahr 2001/02 geprägt. In der Summe ergab dies eine etwas negativere Massenbilanz im Jahr 2002/03 gegenüber 2001/02.

Tab. 8.10 macht deutlich, dass die negative Massenbilanz in den Jahren 2001/2002 (-2131 mm) und 2002/2003 (-2287 mm) gegenüber 2000/2001 (+1451 mm) hauptsächlich auf ein weniger an Niederschlag in höheren Lagen und nicht auf eine große Veränderung der Lufttemperatur zurückzuführen ist. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Variabilität des Niederschlags eine wichtige Steuergröße des mittelfristigen Gletschermassenhaushalts ist. Da der Niederschlag mit der ENSO gekoppelt ist (Kap. 5) ergibt sich hier ein Hinweis auf die Bedeutung der ENSO für die Gletscher im südlichsten Südamerika.

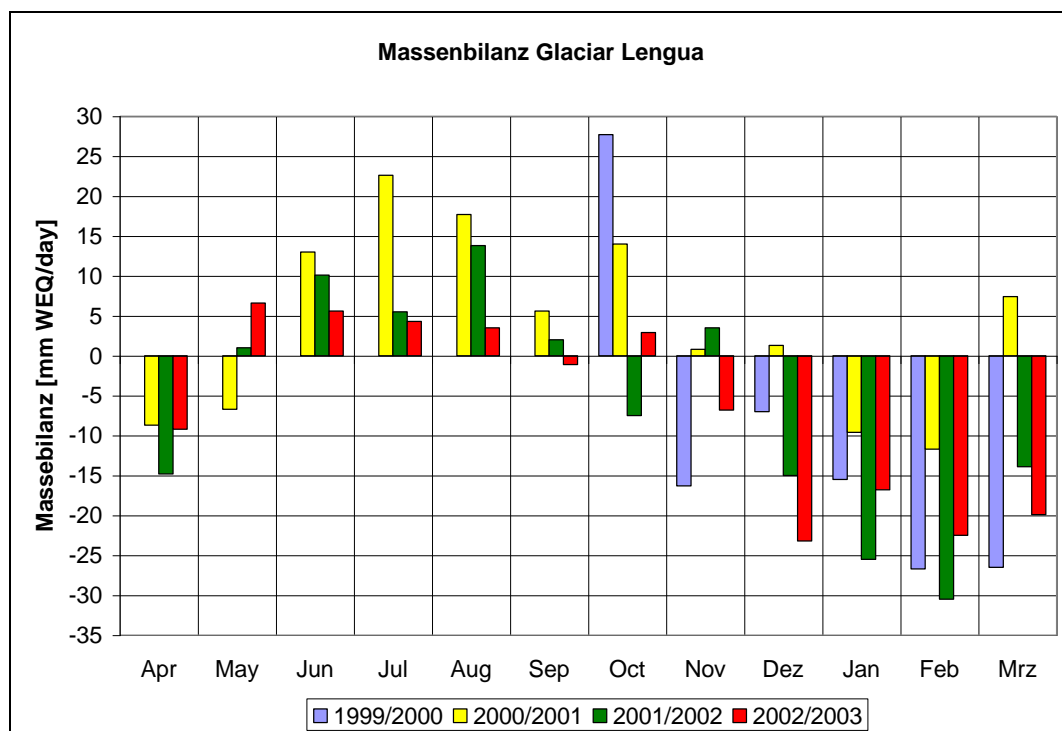


Abb. 8.31 Massenbilanzreihe für den Glaciar Lengua von Oktober 1999 bis März 2003.

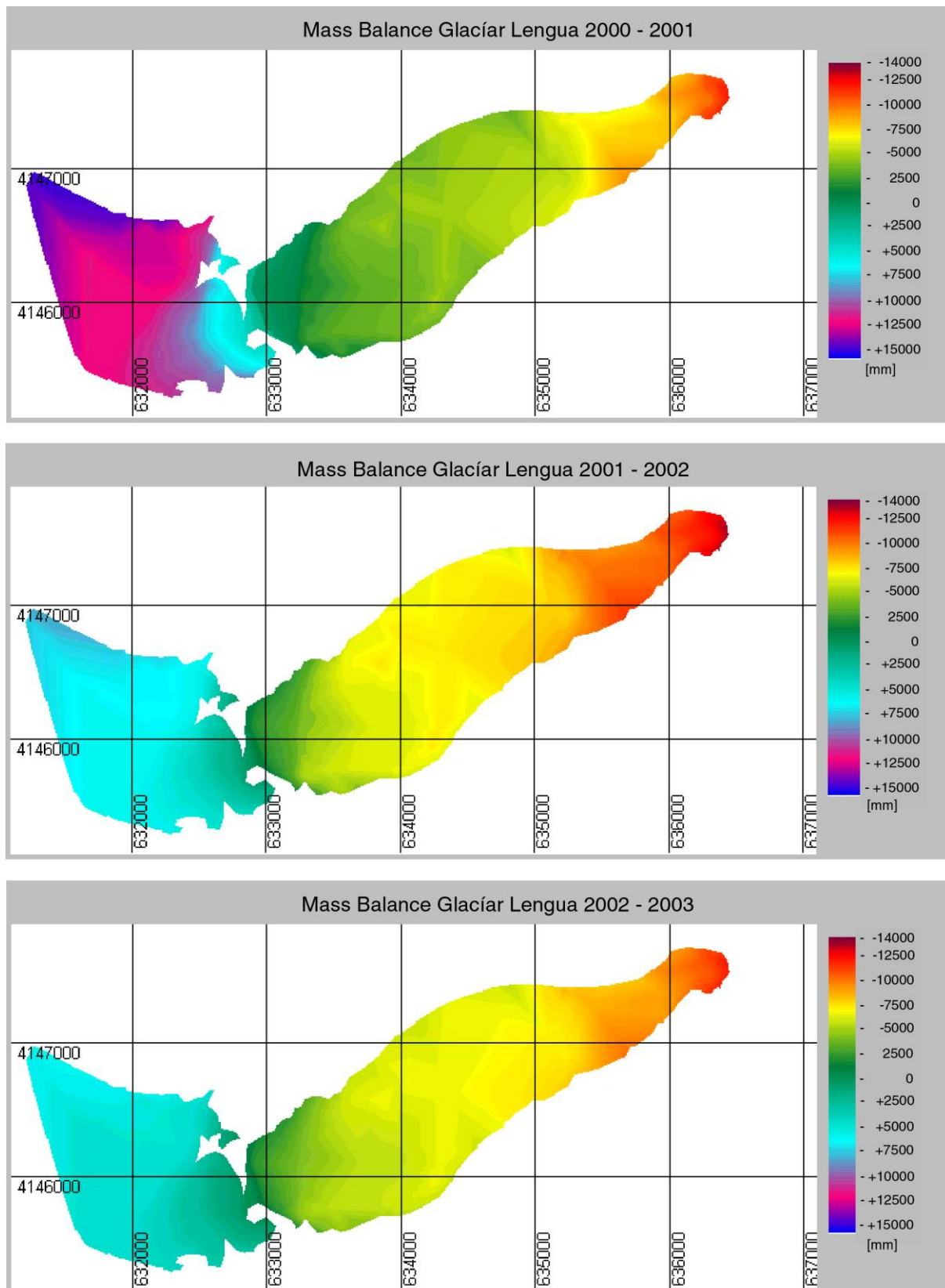


Abb. 8.32 Räumliche Massenbilanz am Glaciar Lengua nach Gradtagmodell und digitalem Geländemodell für die Jahre 2000/01 2001/02 und 2002/03.

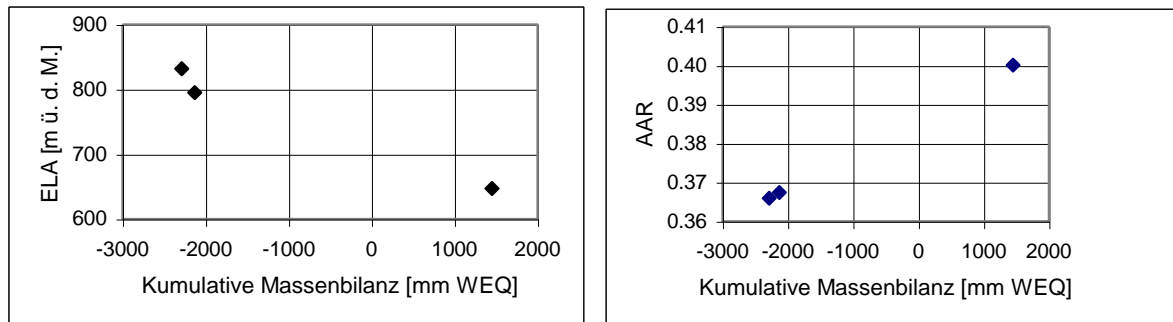


Abb. 8.33 Zusammenhang zwischen kumulativer Massenbilanz und ELA (links) und zwischen kumulativer Massenbilanz und AAR (rechts) am Glaciar Lengua.

Als ungefähre Maßzahl der Ozeanität kann das Verhältnis der Fläche des Akkumulationsgebiets zur Gesamtgletscherfläche (AAR, accumulation area ratio) dienen, die normalerweise mit zunehmender Ozeanität sinkt (WILHELM 1975). Gewöhnlich wird ein mittlerer Wert von 0,67 veranschlagt (KUHN ET AL. 1999). Am Glaciar Lengua liegt dieser Wert mit ca. 0,39 (Abb. 8.33 rechts) bei ausgeglichener Massenbilanz im Vergleich extrem niedrig und deutet auf hohe Maritimität des Klimas hin.

Begründet liegt der niedrige Wert auch in der besonderen Morphometrie eines Firnkesselgletschers (vgl. Kap. 8.2), welcher mit seiner Hauptfläche immer im Ablationsgebiet liegt, da der Massenzustrom durch Eissturz vom Plateau herab gegeben ist, und in diesem größeren unteren Bereich des Gletschers die Massenbilanz kaum durch Akkumulation von Winterschnee geprägt ist. Auch ist die Gletscherfläche im Höhenintervall zwischen 600 m und 900 m ü. d. Meer sehr gering im Verhältnis zur Gesamtfläche des Gletschers, so dass eine Verschiebung der Gleichgewichtslinie nicht zu einer entsprechend dramatischen Verschiebung der AAR wie beispielsweise am Hintereisferner in den österreichischen Alpen (KASER ET AL. 2003) führt.

Aus den drei betrachteten glaziologischen Jahren lässt sich der ungefähre Zusammenhang zwischen Massenbilanz und ELA ableiten (Abb. 8.33, links). Der Gleichgewichtszustand bei der momentanen Ausdehnung des Glaciar Lengua liegt demnach bei ungefähr 700 m ü. d. Meer.

8.7.6 Zur Abhängigkeit der Massenbilanz von Temperatur und Niederschlag

8.7.6.1 Gletschermassenbilanz am Glaciar Lengua 2000 bis 2003 bei geänderten klimatischen Bedingungen

Mit dem in Kap. 8.7.4 und Kap. 8.7.5 ausgeführten Massenbilanzmodell können in einfacher Weise die Effekte von mittleren Verschiebungen des Temperatur- und des Niederschlagsregimes simuliert werden. Die für das Klima des Raumes typischen, vergleichsweise geringen Jahresschwankungen des Klimas rechtfertigen es, generelle Änderungen zu betrachten und saisonale Verschiebungen hier nicht zu betrachten. In Tab. 8.11 sind die Werte der kumulativen Massenbilanz im 3-Jahreszeitraum April 2000 bis März 2003 für verschiedene Kombinationen von um bis zu 1 K veränderter Jahresmitteltemperatur und um bis 25% erhöhtem bzw. erniedrigtem Jahresniederschlag tabelliert. Hierbei wird die hohe Sensitivität des Glaciar Lengua gegenüber Temperaturschwankungen, die in Kap. 8.8.7 weiter betrachtet werden wird, deutlich: Um eine vergleichbare Änderung der Massenbilanz wie bei einer eher geringen Schwankung der Lufttemperatur von 0,5 K zu erhalten, muss der Niederschlag um ca. 25% variieren. Die Änderung der Lufttemperatur um 1 K verändert die Massenbilanz um ca. 2,3 m WEQ. Am Morteratsch Gletscher in der Schweiz z. B. (KLOK UND OERLEMANS 2002) fällt der entsprechende Wert mit nur 0,67 m WEQ 3,5 mal geringer aus.

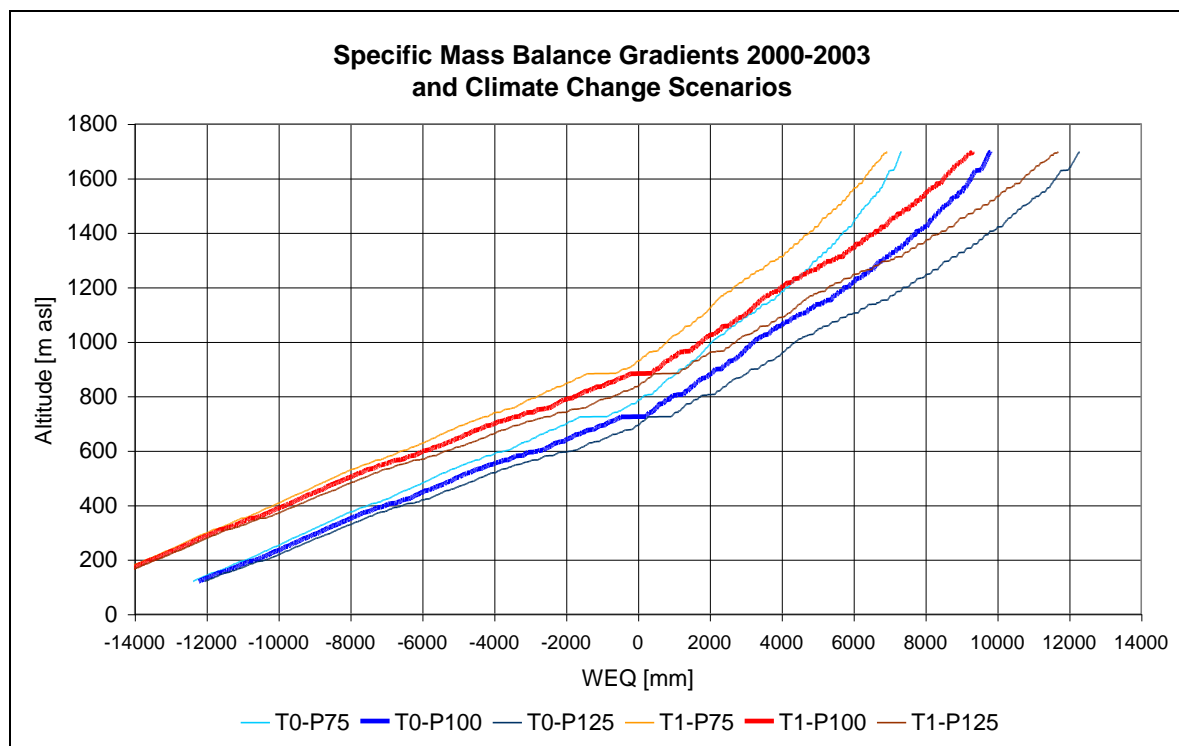


Abb. 8.34 Kumulative Massenbilanz am Glaciar Lengua im Mittel der glaziologischen Jahre 2000/01 bis 2002/03 und Ausprägung der kumulativen Massenbilanz bei geänderter mittlerer Lufttemperatur und Niederschlag; unveränderte Temperatur (T0), Temperatur um 1 K erhöht (T1), unveränderter Niederschlag (P100), um 25% reduzierter Niederschlag (P75), um 25% erhöhter Niederschlag (P125).

Die extreme Sensitivität am Gran Campo Nevado gegenüber Temperaturschwankungen zeigt auch der Vergleich mit Änderungsraten von zwischen 0,1 m WEQ und 1,3 m WEQ bei 1 K Temperaturänderung, die BRAITHWAITE UND ZHANG (1999a) für 37 Gletscher weltweit aus einem jeweils angepassten Gradtagmodell ableiten. YONGJIAN ET AL. (1999) leiten einen mittleren Wert von 0,8 m WEQ aus Messungen an 40 Gletschern der Nordhemisphäre ab.

Auch die Sensitivität gegenüber Niederschlagsänderungen ist am Gran Campo Nevado deutlich höher im Vergleich zu den europäischen Alpen: Mit ca. 1,0 m WEQ bei einer Änderung des Niederschlags um 10% ist der Wert mehr als fünf mal so hoch wie am Morteratsch Gletscher mit nur 0,17 m WEQ (KLOK UND OERLEMANS 2002).

LAUMANN UND REEH (1993) zeigen in Übereinstimmung mit dem Resultat für den Glaciar Lengua für Gletscher in Südnorwegen, dass die Sensitivität der Massenbilanz gegenüber Temperatur und Niederschlagsschwankungen mit höherer Ozeanität zunimmt.

Die Verschiebung des spezifischen Massenbilanzgradienten bei Veränderungen von mittlerer Temperatur bzw. Niederschlag ist in Abb. 8.34 dargestellt. Es ist deutlich zu sehen, dass die Massenbilanzgradienten mit unterschiedlicher Temperatur und unverändertem

Precip\Temp	-1 K	-0,5 K	0 K	+0,5 K	+1 K
-25%	-66		-2085		-4209
-10%	+722		-1427		-3683
0%	+1238	+122	-988	-2156	-3334
+10 %	+1755		-552		-2983
+25%	+2527		+102		-2456

Tab. 8.11 Kumulative Massenbilanz am Glaciar Lengua in den Jahren 2000/01 bis 2002/03 bei geändertem Temperatur- und Niederschlagsregime.

Niederschlag am unteren Gletscherende, wo die Ablation dominiert und praktisch kein Schneeniederschlag fällt, aufgrund der höheren Ablation bei höherer Temperatur stark differieren.

Im Bereich des Gipfelplateaus, wo fast aller Niederschlag als Schnee fällt und die Ablation vernachlässigbar ist, laufen die beiden Kurven zusammen. Die beiden Kurvenscharen mit verändertem Niederschlag zeigen gegensätzliches Verhalten: Im Bereich des Zungenendes führt die Niederschlagsvariation zu keiner großen Änderung, während die Akkumulation im Gipfelbereich stark variiert. Durch die jeweilige Kombination von Temperatur- und Niederschlagsänderung ergibt sich dementsprechend ein vermittelnder Verlauf.

8.7.6.2 Sensitivität der Massenbilanz in Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag

Um die Sensitivität der Massenbilanz am Glaciar Lengua im Hinblick auf Schwankungen der Temperatur und des Niederschlags näher zu untersuchen, wurde ein Ansatz von OERLEMANS UND REICHERT (2000) sowie OERLEMANS (2001) verfolgt. Dabei wird die Massenbilanz (B) eines Einzeljahres (m) als mittlere, ausgeglichene Massenbilanz (B_{ref}) und jährlicher Abweichung davon (ΔB_m) dargestellt:

$$\Delta B_m = B_m - B_{ref} \quad (8.27)$$

Der variable Term ΔB ergibt sich aus zwei Termen, die einmal den summierten Effekt der Abweichungen der Lufttemperatur (T_k) der zwölf Einzelmonate (k) vom Referenzjahresgang der Lufttemperatur ($T_{ref,k}$) und zum zweiten den summierten Effekt der Abweichung des Monatsniederschlags (P_k) vom Jahresgang des Referenzjahres ($P_{ref,k}$) betrachten.

$$\Delta B_m = \sum_{k=1}^{12} \left[C_{T,k} (T_k - T_{ref,k}) + C_{P,k} \left(\frac{P_k}{P_{ref,k}} - 1 \right) \right] + H_m \quad (8.28)$$

Die zu bestimmenden Koeffizientenmatrizen $C_{T,k}$ und $C_{P,k}$ ergeben multipliziert mit der Abweichung des Klimaelements im betrachteten Monat die Abweichung der Massenbilanz vom Referenzjahresgang. Dabei wird nur der lineare Anteil also der erste Term einer theoretischen Taylorentwicklung betrachtet und alle nichtlinearen Anteile werden im Term H_m approximiert. H_m wird bei den weiteren Betrachtungen vernachlässigt. Entsprechend der Taylorentwicklung ergeben sich die Koeffizienten der Matrizen für Temperatur und Niederschlag aus den Gradienten der Änderung der Massenbilanz (B) bei entsprechender Änderung des Klimaelements im betrachteten Monat (k) zu

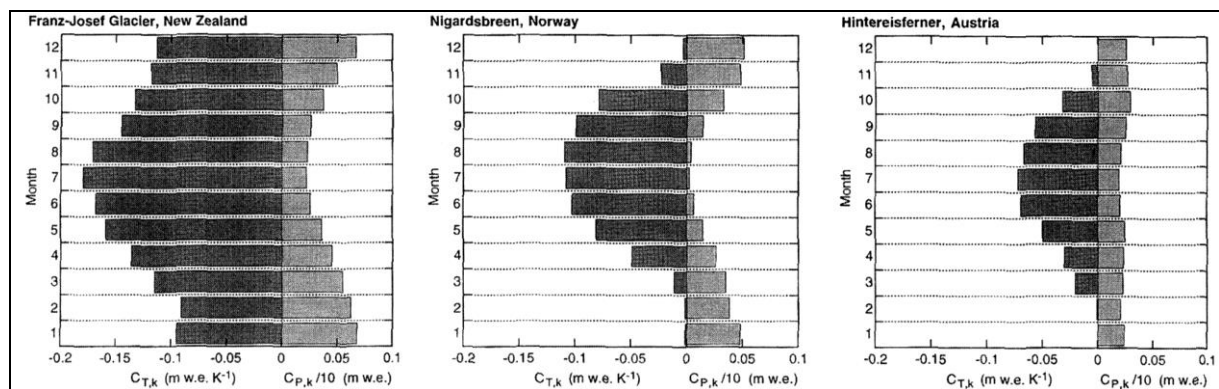


Abb. 8.35 Saisonale Sensitivitätscharakteristik ausgewählter Gletscher, abgeleitet aus einem Massenbilanzmodell mittlerer Komplexizität. Die Sensitivität der monatlichen Abweichungen des Niederschlags wurde entsprechend der Darstellung bei OERLEMANS UND REICHERT (2000) durch den Faktor 10 geteilt (aus: OERLEMANS UND REICHERT 2000).

$$C_{T,k} = \frac{\partial B}{\partial T_k} \approx \frac{B_{k,T+1} - B_{k,T-1}}{2} \quad (8.29)$$

und

$$C_{P,k} = \frac{\partial B}{\partial \left(\frac{P_k}{P_{ref,k}} \right)} \approx 10 \cdot \frac{B_{k,P=1,1} - B_{k,P=0,9}}{2} \quad (8.30)$$

Der Jahresgang der Temperatur und des Niederschlags bei ausgeglichener Massenbilanz (B_{ref}) ergibt sich, indem das Temperaturregime im Zeitraum so lange durch Addition eines konstanten Werts verändert wird, bis die modellierte Massenbilanz im Referenzzeitraum ausgeglichen ist. Am Glaciar Lengua erhält man ausgehend vom Gradtagmodell eine ausgeglichene Massenbilanz für den Zeitraum 2000/01 bis 2002/03 bei einem Versatz von -0.446 K. Die Berechnung der Koeffizientenmatrix durch Bildung der Differenz der Massenbilanz bei 110% und bei 90% des mittleren Monatsniederschlags, bzw. bei um -1 K und um +1 K veränderter Temperatur, entspricht der Definition dieser Matrix bei OERLEMANS UND REICHERT (2000). Eine Bildung der Differenzen bei z. B. um 20% erhöhtem und erniedrigtem Niederschlag führt aber zu keiner bedeutsamen Veränderung der Koeffizienten, was darauf zurückzuführen ist, dass bei diesem Verfahren nur der, das Geschehen dominierende, lineare Anteil der Massenbilanzschwankung abgegriffen wird. Abb. 8.35 zeigt die Charakteristik der Koeffizientenmatrix $C_{P,k}$ und $C_{T,k}$ für die drei Gletscher Hintereisferner (Österreich), Nigardsbreen (Norwegen) und Franz-Josef-Glacier (Neuseeland), wobei die letzteren beiden als Beispiele von Gletschern in hochozeanischen Klimaten angesprochen werden. In Abb. 8.36 ist dieselbe Darstellung für den Glaciar Lengua abgebildet. Zur besseren Vergleichbarkeit sind Sommer- und Winterhalbjahr bei den beiden südhemisphärischen Gletschern Franz-Josef-Glacier und Glaciar Lengua um ein halbes Jahr verschoben.

Die absoluten Werte der Koeffizienten des Niederschlags sind bei den drei hochozeanischen Gletschern Franz Josef Glacier, Nigardsbreen und Glaciar Lengua ähnlich. Allerdings paust sich beim Glaciar Lengua durch, dass der Hauptteil des Niederschlags im Sommer fällt (vgl. Kap.4), dabei in den Hochlagen auch als Schnee niedergeht und dementsprechend nicht wie bei den anderen beiden Gletschern die höhere Sensitivität bezüglich des Winterniederschlags besteht, sondern ein Maximum im Sommerhalbjahr aufweist. Insgesamt ist der Jahresgang der Sensitivität bezüglich des Niederschlags am Glaciar Lengua eher gering ausgeprägt und ähnelt vom Jahresgang her den Verhältnissen am Hintereisferner.

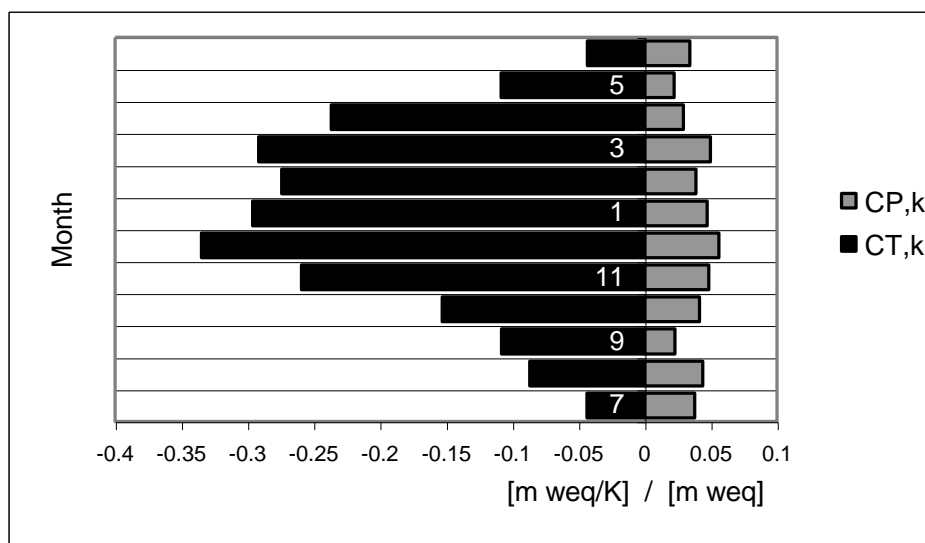


Abb. 8.36 Saisonale Sensitivitätscharakteristik des Glaciar Lengua, abgeleitet aus einem Massenbilanzmodell basierend auf dem Gradtagverfahren. Die Sensitivität der monatlichen Abweichungen des Niederschlags wurde durch den Faktor 10 geteilt.

Allerdings sind die Werte für die Sensitivität am Glaciar Lengua typisch für die hochozeanischen Verhältnisse und etwa doppelt so hoch wie am Hintereisferner.

Die Sensitivität bezüglich Variationen der Temperatur am Glaciar Lengua weist einen ähnlichen Jahresgang auf wie am Franz-Josef-Glacier. Diese beiden Gletscher sind die einzigen Beispiele von Gletschern, die eine bedeutende Sensitivität bezüglich Temperaturverschiebungen auch für die Wintermonate aufweisen. Dies ist ein bedeutender Hinweis auf die hohe Maritimität dieser beiden Standorte. Die weiteren von OERLEMANS (2001) untersuchten Gletscher sind allesamt in weniger humiden und weniger ozeanischen Klimaten gelegen und haben keine entsprechend ausgeprägte Sensitivität bezüglich der Wintertemperaturen. Am Glaciar Lengua ist die Temperatursensitivität in den Jahren 2000/01 bis 2002/03 etwas asymmetrisch mit hoher Sensitivität vor allem auch im Herbst (Monate März und April). Darüber hinaus sind die Werte der Temperatursensitivität am Glaciar Lengua absolut fast doppelt so hoch wie am Franz-Josef-Glacier. Das Klimaregime in den südwestlichen patagonischen Anden ist also noch extremer als im Süden Neuseelands mit höherem mittlerem Niederschlag (vgl. Kap. 4) und daraus resultierend höherem Massenumsatz und daraus resultierender höherer Ablation am Zungenende.

Um die Saisonalität der Sensitivität des Gletschers gegenüber Schwankungen der Lufttemperatur zu veranschaulichen, definieren OERLEMANS UND REICHERT (2000) einen Saisonalitätsindex (SI)

$$SI = \frac{C_{T,6} + C_{T,7} + C_{T,8}}{\sum_{k=1}^{12} (C_{T,k})} \quad (8.31)$$

Der SI ergibt für den Glaciar Lengua einen Wert von 0,40 also etwas höher als der SI des

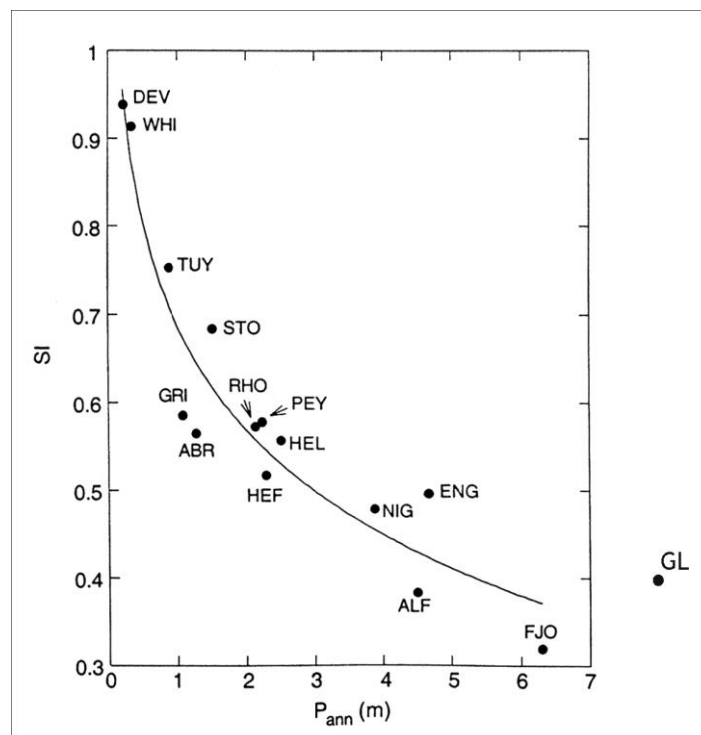


Abb. 8.37 Saisonalitätsindex (SI) einiger Gletscher, dargestellt in Abhängigkeit des Jahresniederschlags. Die Abkürzungen bedeuten FJO: Franz-Josef-Glacier, ALF: Alftobreen, NIG: Nigardsbreen, ENG: Engabreen, HEF: Hintereisferner, ABR: Abramov Glacier, HEL: Hellstugubreen, PEY: Peyto Glacier, RHO: Rhonegletscher, GRI: Griesgletscher, STO: Storglaciären, TUY: Tuyuksu Glacier, WHI: White Glacier, DEV: Devon Ice Cap, GL: Glaciar Lengua. Die eingezeichnete Funktion zeigt eine logarithmische Anpassung an die Daten unter Ausschluss des GL. (verändert aus: OERLEMANS 2001).

	Gradtag- Modell	Oerlemans- Modell	Multiple Korrelations- analyse (Regressionsmodell)
Mittelwert	-140 mm/Mon.	-130 mm/Mon.	-140 mm/Mon.
Standardabweichung	407 mm/Mon.	434 mm/Mon.	386 mm/Mon.
Korrelationskoeffizient		0.97	0.95

Tab. 8.12 Statistische Kenngrößen der Massenbilanzrekonstruktion mit Gradtagmodell, 'Oerlemans'-Modell und multipltem linearem Regressionsmodell. Die Korrelation wurde zwischen Gradtagmodell und Oerlemans- bzw. Regressionsmodell durchgeführt.

Franz-Josef-Gletschers und in ähnlicher Ausprägung wie der Wert für den Alftobreen in Norwegen. In Abb. 8.37 ist der Wert des Glaciar Lengua zusätzlich zu den bei OERLEMANS (2001) untersuchten Gletschern eingetragen. Die herausragende Stellung des Glaciar Lengua bezüglich der Kombination von Niederschlag und der Saisonalitätscharakteristik der Temperatur wird dabei sofort klar.

8.7.7 Rekonstruktion der Massenbilanz des Glaciar Lengua

8.7.7.1 Rekonstruktion der Massenbilanz im Untersuchungszeitraum

Mit Hilfe der Betrachtungsweise der Massenbilanz nach Glg. 8.27 und 8.28 kann aus der Koeffizientenmatrix $C_{t,k}$ und $C_{p,k}$ die Massenbilanz ausgehend von Monatsmittelwerten von Temperatur und Niederschlag rekonstruiert werden. Das Verfahren ähnelt der multiplen Regressionsanalyse, weil es ebenso wie diese die linearen Anteile der gemeinsamen Varianz von Massenbilanz einerseits und den Prädiktoren Temperatur und Niederschlag andererseits abschöpft. In Abb. 8.38 sind die Massenbilanzen des Glaciar Lengua von November 1999 bis März 2003 in Form von Monatsmittelwerten der Massenbilanzen, darge-

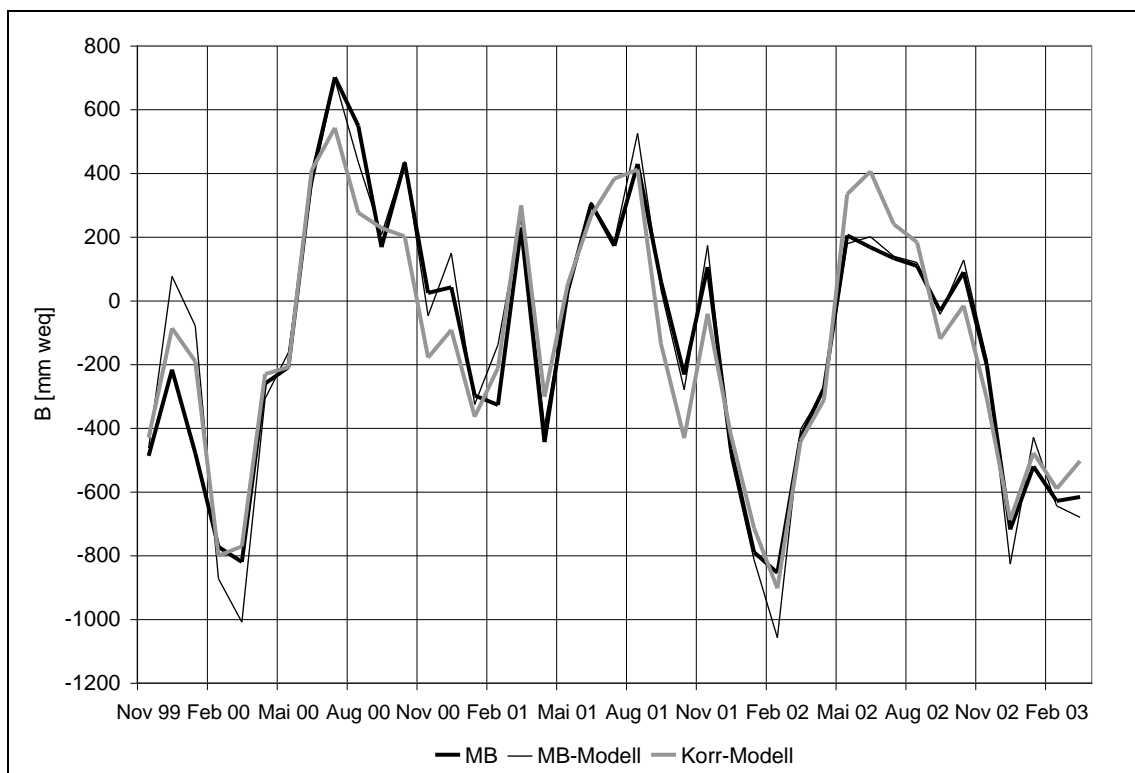


Abb. 8.38 Massenbilanz in Form von Monatsmittelwerten am Glaciar Lengua von November 1999 bis März 2003 nach Gradtagmodell (MB), 'Oerlemans'-Modell (MB-Modell) und multipltem linearem Regeessionsmodell (Korr-Modell).

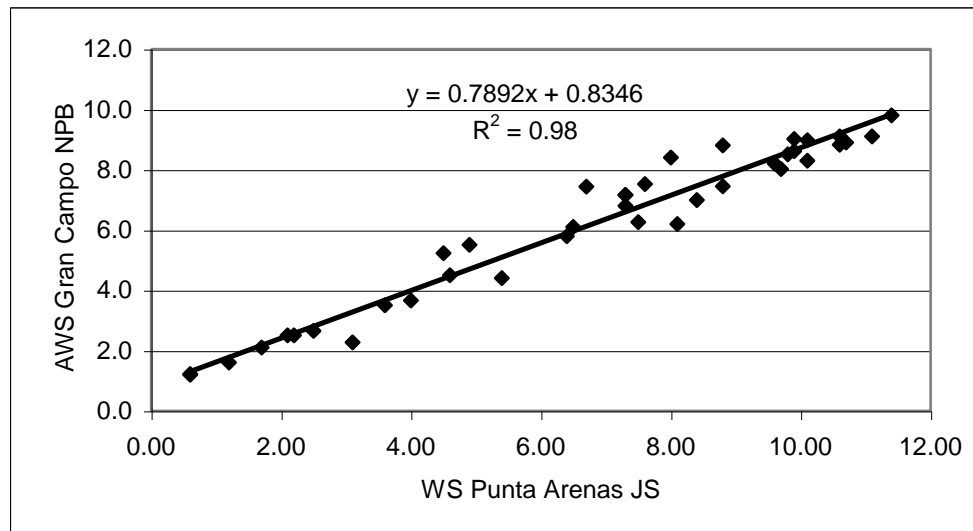


Abb. 8.39 Zusammenhang zwischen Monatsmittelwerten der Lufttemperatur an den beiden Stationen AWS Gran Campo NPB und WS Punta Arenas JS.

stellt:

- ◆ berechnet aus dem Gradtagmodell - also auf der Basis von Tagesmittelwerten
- ◆ berechnet aus der Rekonstruktion der Massenbilanz entsprechend des Ansatzes von OERLEMANS UND REICHERT (2000) (Glg. 8.27 und 8.28) und
- ◆ berechnet mit Hilfe der multiplen linearen Korrelation aus Monatsmittelwerten von Temperatur und Niederschlag dargestellt.

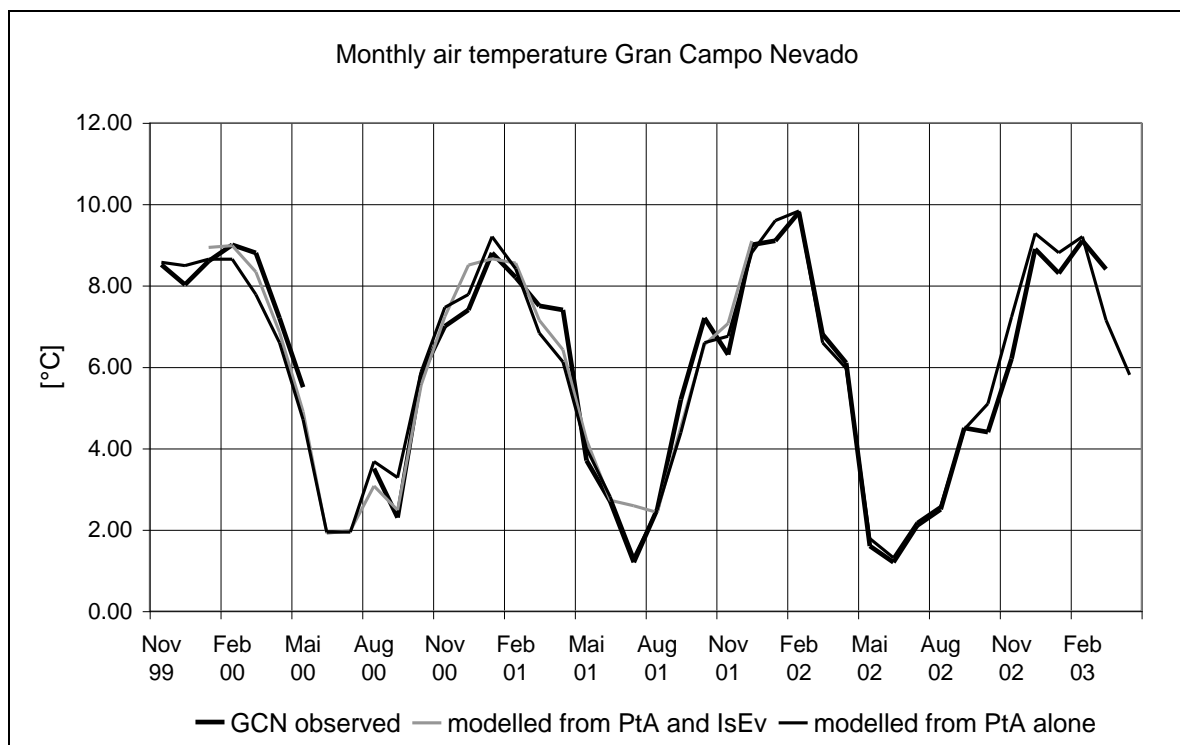


Abb. 8.40 Monatsmittel der Lufttemperatur an der AWS Gran Campo NPB und Rekonstruktion der Werte mit Hilfe linearer Regression aus den Monatsmittelwerten an den WS Punta Arenas JS und Faro Evangelistas für den Zeitraum November 1999 bis März 2003. Die Datenreihe der WS Faro Evangelistas lag nur bis Dezember 2001 vor.

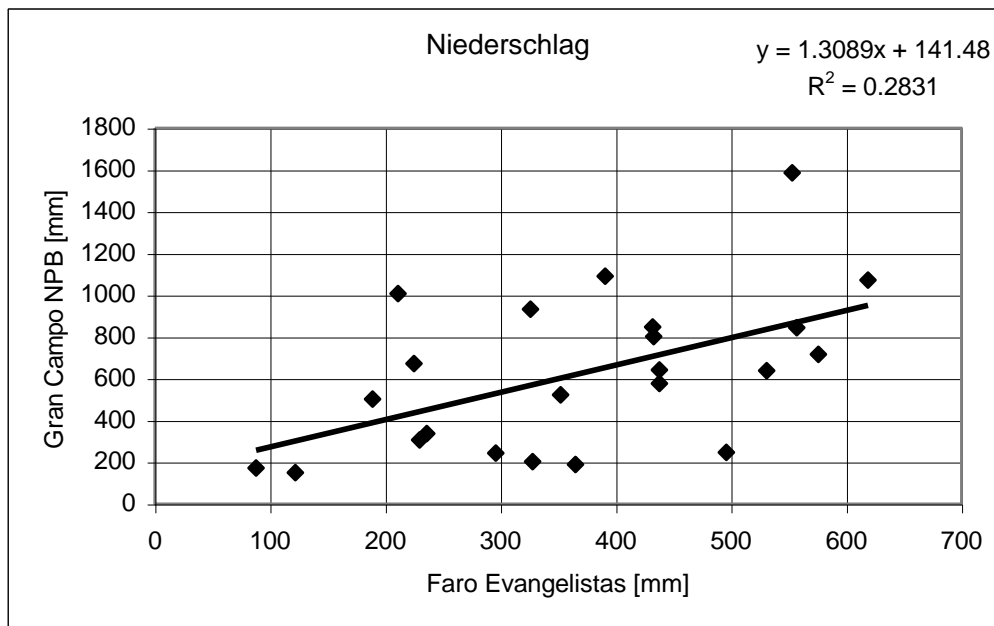


Abb. 8.41 Zusammenhang zwischen Monatsmittelwerten des Niederschlags an den beiden Stationen AWS Gran Campo NPB und WS Faro Evangelistas.

Beide Ansätze der Rekonstruktion der Massenbilanz aus Monatsmittelwerten ergeben eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit dem Gradtagmodell. Die statistischen Kenngrößen der drei Ansätze sind in Tab. 8.12 zusammengefasst.

8.7.7.2 Rekonstruktion der Massenbilanz des Glaciar Lengua im 20. Jahrhundert

Um mit Hilfe des in Kap. 8.8.6 ausgeführten Ansatzes der Rekonstruktion der Massenbilanz aus Monatsmittelwerten von Lufttemperatur und Niederschlag nach OERLEMANS UND

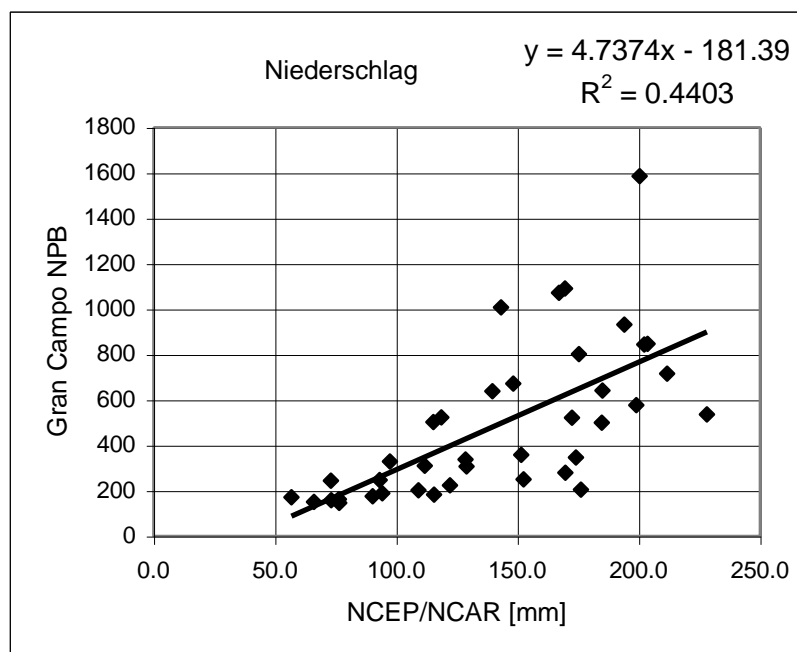


Abb. 8.42 Zusammenhang zwischen Monatsmittelwerten des Niederschlags an der AWS Gran Campo NPB und aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten.

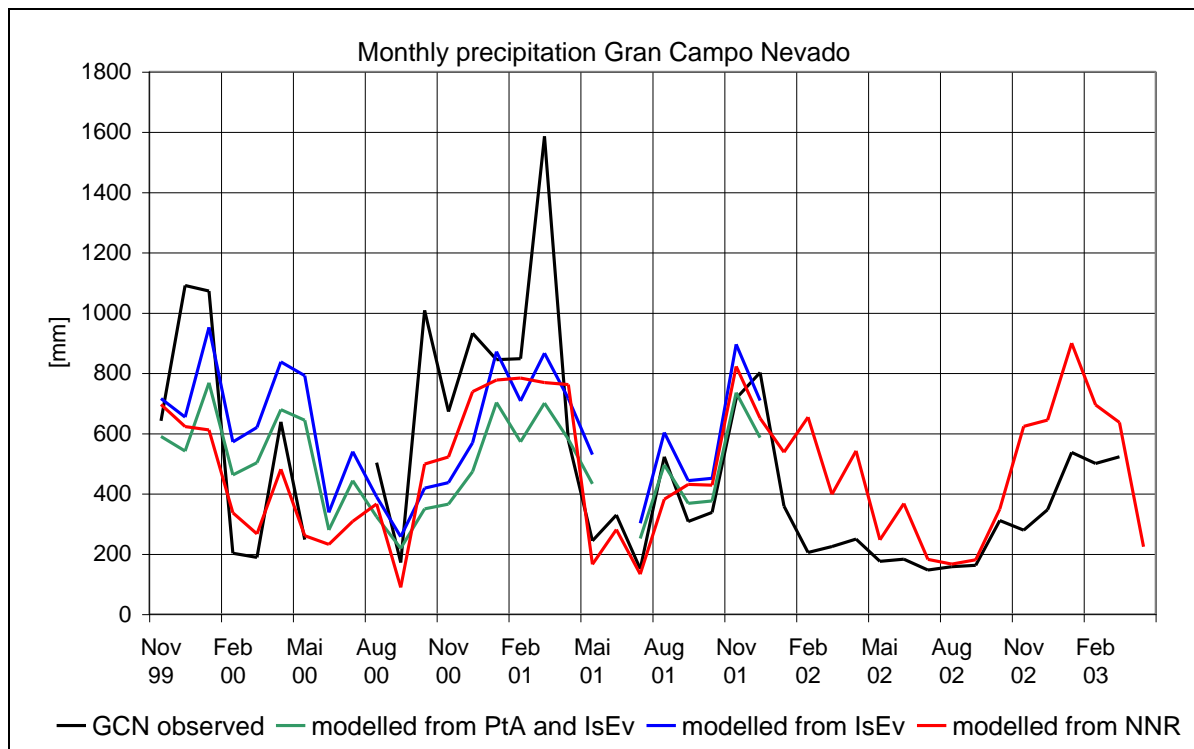


Abb. 8.43 Gemessener und modellierter Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB. (PtA: WS Punta Arenas, IsEv: WS Faro Evangelistas, NNR: NCEP/NCAR-Reanalysedaten).

REICHERT (2000) die Rekonstruktion der Massenbilanz auf einen langen Zeitraum der Vergangenheit ausdehnen zu können, müssen Lufttemperatur und Niederschlag am Gran Campo Nevado aus den entsprechenden Datenreihen der nächstliegenden Stationen WS Punta Arenas JS und WS Faro Evangelistas oder aus NCEP/NCAR-Modelldaten rekonstruiert werden.

Auf der Basis der verfügbaren Daten der beiden genannten Stationen als Prädiktoren und der AWS Gran Campo NPB als zu schätzender Größe wurden multiple lineare Regressionen der beiden Klimaelemente mit Monatsmittelwerten durchgeführt.

Bezüglich der Lufttemperatur wurde zusätzlich eine einfache lineare Regression der Lufttemperatur an der AWS Gran Campo NPB nur auf der Basis der Station Punta Arenas durchgeführt. Der einfache lineare Ansatz zwischen WS Punta Arenas und AWS Gran Campo NPB wurde in Betracht gezogen, da die WS Punta Arenas den längeren und wesentlich vollständigeren Datensatz gegenüber der WS Faro Evangelistas aufweist.

Für die Lufttemperatur erhält man durch das multiple Modell (Korrelationskoeffizient $r = 0,979$) praktisch keine Verbesserung gegenüber dem einfachen Modell ($r = 0,978$) nur auf der Basis der WS Punta Arenas JS. Deshalb wurde für die Rekonstruktion der Monatsmitteltemperatur das einfache lineare Modell gewählt. Abb. 8.39 zeigt den Zusammenhang zwischen den Monatsmittelwerten der Lufttemperatur an den beiden Stationen. Originalmessung und lineare Schätzungen mit Hilfe des linearen Regressionsmodells der Lufttemperatur für die AWS Gran Campo NPB sind in Abb. 8.40 dargestellt.

Der Niederschlag erweist sich im Gegensatz zur Lufttemperatur als wesentlich kritischere Größe bezüglich der Erzeugung eines verlässlichen langfristigen Proxies. Die multiple lineare Regression mit Hilfe der beiden WS Faro Evangelistas und Punta Arenas JS ergibt eine Varianzerklärung von nur 30% ($r = 0,539$). Die beiden Wetterstationen weisen Korrelationen von 0,53 (WS Faro Evangelistas) und 0,19 (WS Punta Arenas JS) auf. Da das Modell zur Rekonstruktion der Massenbilanz aus Monatsmittelwerten nach OERLEMANS (2001) allerdings eine viel geringere Sensitivität gegenüber dem Niederschlag aufweist als gegenüber der Temperatur, könnte die höhere Ungenauigkeit in Kauf genommen werden.

	Temperaturzeitreihe nach SANTANA (2003)			Temperaturzeitreihe nach VILLALBA (2003)		
Zeitraum	MB-Modell nur Temp.	MB-Modell mit N Is. Ev.	MB-Modell mit N NNR	MB-Modell nur Temp.	MB-Modell mit N Is. Ev.	MB-Modell mit N NNR
1970-2003	-1,62	-1,00	-1,32	-1,62	-1,00	-1,32
1948-2003	-1,59	-1,13	-1,17	-0,89	-0,53	-0,46
1930-2003	-1,84	-1,91	-	-0,63	-0,38	-
1948-1970	-1,41	-1,76	-0,81	+0,23	+0,14	+0,84
1900-2003	-1,84	-1,61	-	-	-	-

Tab. 8.13 Mittelwerte der rekonstruierten Massenbilanz am Glaciar Lengua für verschiedene Zeiträume und für verschiedene Berechnungsverfahren. Alle Angaben in m Wasser-äquivalent, weitere Erklärungen im Text in Kap. 8.8.7.4, Angaben in m WEQ pro Jahr.

Die Korrelation zwischen Niederschlag an der WS Faro Evangelistas und der AWS Gran Campo NPB ohne Hinzunahme der WS Punta Arenas JS ergibt fast die gleiche Korrelation ($r = 0,532$) wie die entsprechende multiple Korrelation (Abb. 8.41). Dies bedeutet, dass die WS Punta Arenas JS keinen nennenswerten zusätzlichen Beitrag zur Varianzerklärung des Niederschlags an der AWS Gran Campo NPB liefert. Dies ist auch bereits aus den Ausführungen in Kap. 4 zur Genese des Niederschlags an den beiden Stationen in Abhängigkeit verschiedener Wetterlagen zu erwarten gewesen. Die Hinzunahme der WS Punta Arenas JS zur Rekonstruktion des Niederschlags am Gran Campo Nevado ist also statistisch bedeutungslos.

Von Nachteil erweisen sich im Zusammenhang mit der Ableitung des Niederschlags an der AWS Gran Campo NPB aus den Daten der WS Faro Evangelistas mehrere Sachverhalte: Erstens reicht die verfügbare Zeitreihe an der WS Faro Evangelistas nur bis Dezember 2001, so dass für die Regressionsanalyse nur ein kurzer Zeitraum von etwas über zwei Jahren zur Verfügung steht. Zweitens weist die Zeitreihe der WS Faro Evangelistas in den 1990er Jahren einen unerklärlichen Datensprung auf, welcher den Niederschlag seither fast verdoppelt hat (Kap. 2). Drittens enthält die Datenreihe dieser Station zwischen 1950 und 1990 viele Datenlücken, die die Rekonstruktion einer durchgehenden Zeitreihe unmöglich macht. Um diese Probleme zu umgehen, wurde der Versuch unternommen den Niederschlag am Gran Campo Nevado aus den Monatsmittelwerten des Niederschlags an den beiden nächstgelegenen Gitterpunkten des NCEP/NCAR-Reanalysemodells abzuleiten. Das Mittel dieser beiden Gitterpunkte bei $73,1^\circ\text{W}$ und $52,4^\circ\text{S}$ sowie $54,3^\circ\text{S}$ weist eine erstaunlich hohe Korrelation von $r = 0,66$ mit dem gemessenen Niederschlag an der AWS Gran Campo NPB auf (Abb. 8.42). Unter Benutzung dieses Ansatzes liegt eine durchgehende Datenreihe ab Januar 1948 vor, auch wenn die Daten vor ca. 1969 mit etwas größerer Unsicherheit behaftet sind (vgl. Kap. 5.2). Abb. 8.43 zeigt für den Zeitraum November 1999 bis März 2003 die verschiedenen Möglichkeiten der Rekonstruktion des Niederschlags im Vergleich.

Um die Massenbilanz nun zu rekonstruieren, wurden zwei Sets von jeweils drei verschiedenen Läufen berechnet. Jedes Set enthält die Berechnung der Massenbilanz entsprechend des Modells nach OERLEMANS (2001) unter Berücksichtigung von nur der Variation der Lufttemperatur (1), unter Berücksichtigung der Variation der Lufttemperatur und des Niederschlages entsprechend der Rekonstruktion des Niederschlags mit Hilfe der Daten der Station Faro Evangelistas (2) und unter Berücksichtigung der Variation der Lufttemperatur und des Niederschlags entsprechend der Rekonstruktion des Niederschlags mit Hilfe der NCEP/NCAR-Daten (3).

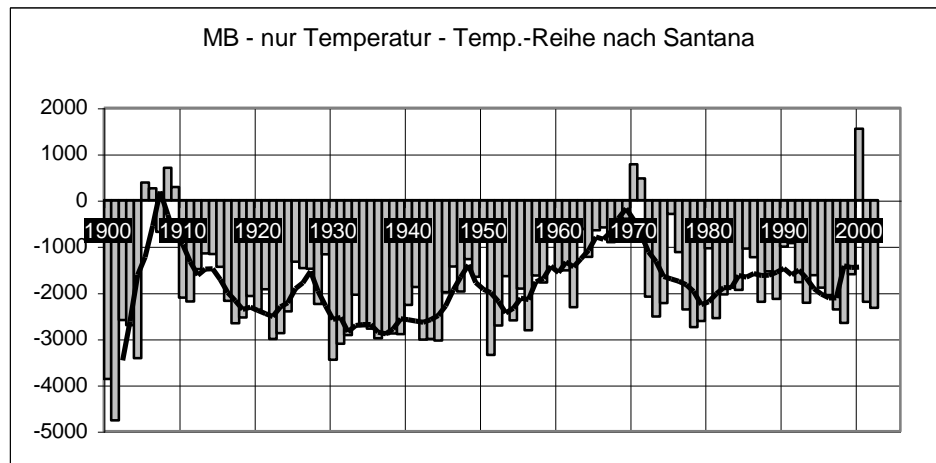


Abb. 8.44 Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciar Lengua 1900 bis 2003 nur auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS.

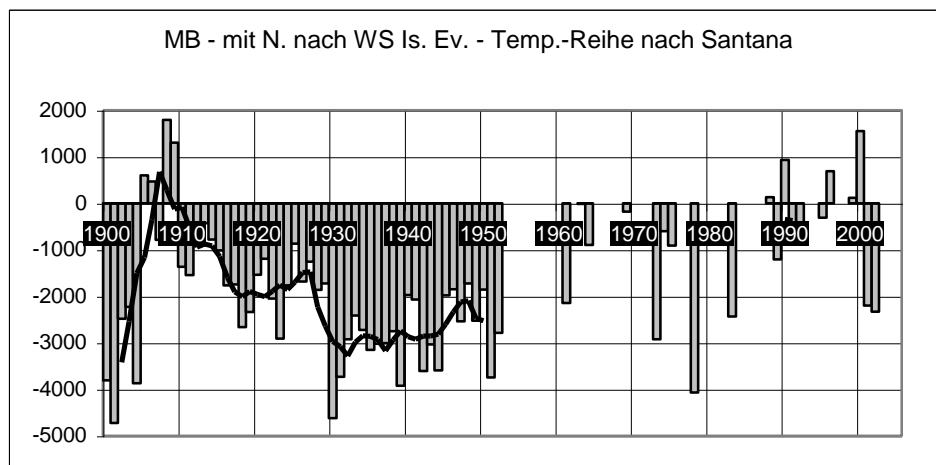


Abb. 8.45 Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciar Lengua 1900 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS und der Variation des Niederschlags an der WS Faro Evangelistas. Es wurden nur Jahre mit einer vollständigen Datenreihe an der WS Faro Evangelistas berücksichtigt.

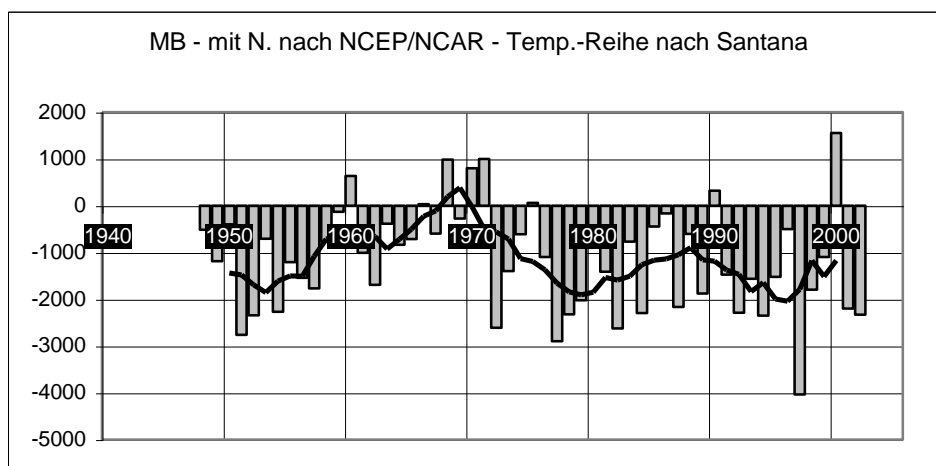


Abb. 8.46 Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciar Lengua 1948 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS und der Variation des Niederschlags entsprechend NCEP/NCAR-Reanalysedaten.

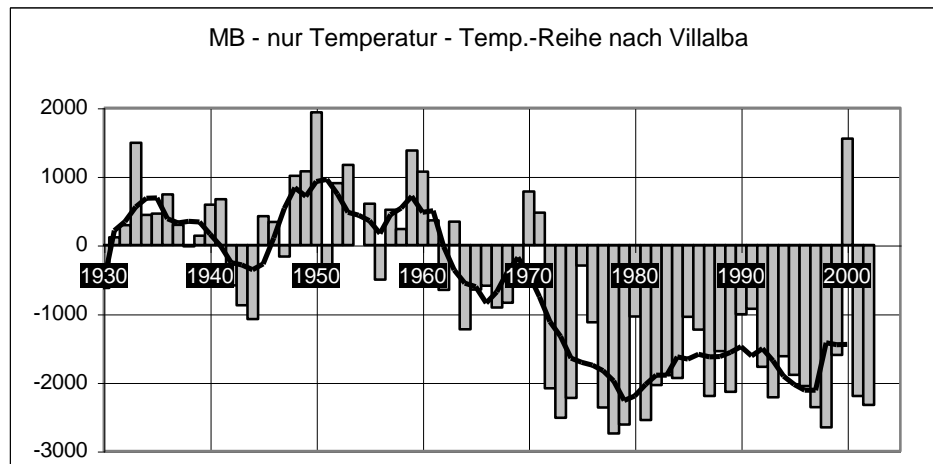


Abb. 8.47 Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciar Lengua 1930 bis 2003 nur auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS, korrigiert um den Temperaturtrend entsprechend VILLALBA ET AL. (2003) für den Zeitraum vor 1964.

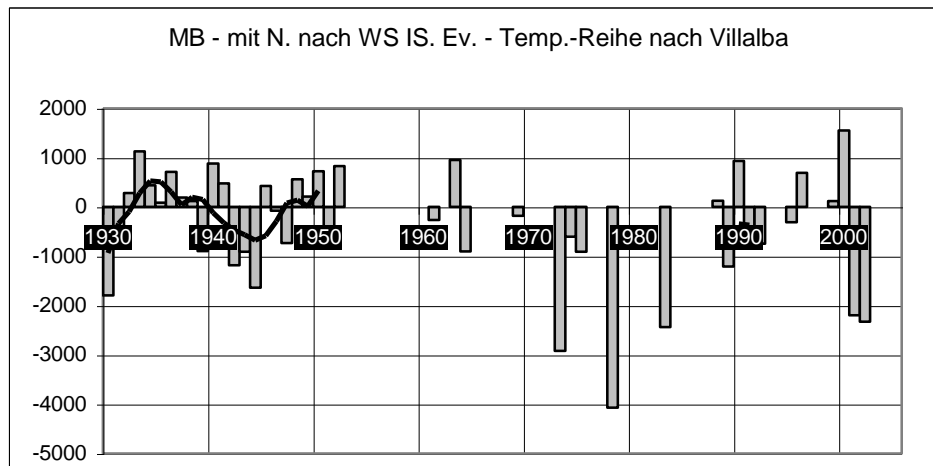


Abb. 8.48 Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciar Lengua 1930 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS, korrigiert um den Temperaturtrend entsprechend VILLALBA ET AL. (2003) für den Zeitraum vor 1964 und entsprechend der Variation des Niederschlags der WS Faro Evangelistas. Es wurden nur Jahre mit einer vollständigen Datenreihe an der WS Faro Evangelistas berücksichtigt.

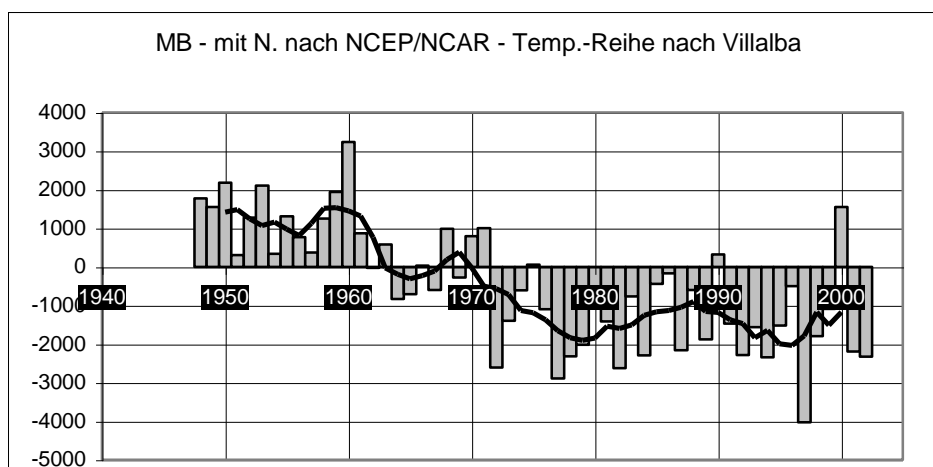


Abb. 8.49 Rekonstruierte Massenbilanz am Glaciar Lengua 1948 bis 2003 auf der Grundlage der Variation der Lufttemperatur an der WS Punta Arenas JS, korrigiert um den Temperaturtrend entsprechend VILLALBA ET AL. (2003) für den Zeitraum vor 1964 und entsprechend der Variation des Niederschlags nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten.

Die Berechnung von zwei verschiedenen Sets beruht auf der in Kap. 2.2.8 geführten Diskussion über unterschiedliche Temperaturtrends der beiden Temperaturzeitreihen nach SANTANA ET AL. (2003) und VILLALBA ET AL. (2003) für Punta Arenas.

Das erste Set (Abb. 8.44 bis 8.46) wurde mit der langjährigen Temperaturreihe der WS Punta Arenas JS bis zum Anfang des 20. Jahrhunderts rekonstruiert. In dieser Zeitreihe tritt im 20. Jahrhundert kein Erwärmungstrend auf. Das zweite Set (Abb. 8.47 bis Abb. 8.49) benutzt bis 1964 die unveränderten Daten der WS Punta Arenas JS. Von 1930 bis 1964 allerdings wurden die Daten der WS Punta Arenas JS je Jahrgang um die Differenz zur Zeitreihe nach VILLALBA ET AL. (2003) nach unten korrigiert. Auf diese Weise bleibt das Muster der Variationen erhalten, aber der Trend entspricht dem bei ROSENBLÜTH ET AL. (1997) bzw. VILLALBA ET AL. (2003) gezeigten positiven Temperaturtrend für Punta Arenas (vgl. Kap. 2.2.8).

8.7.7.3 Fehlerabschätzung der Massenbilanzberechnung

Die verschiedenen Fehlerquellen bei der Rekonstruktion der Massenbilanz am Glaciar Lengua können in die Fehler des Modells selbst und in die Fehler bei der Rekonstruktion von Temperatur- und Niederschlagsreihen unterteilt werden.

Bezüglich des Massenbilanzmodells sind insbesondere zu nennen:

- ◆ Ungenauigkeit bezüglich der Höhengradienten von Temperatur und Niederschlag
- ◆ Fehler bei der Abgrenzung des Akkumulationsgebietes auf der Eiskappe des Gran Campo Nevado
- ◆ Fehler und raumzeitliche Variation der beiden Gradtagfaktoren über Eis und über Schnee
- ◆ Nichtberücksichtigung wiedergefrorenen Perkulationswassers im Schneekörper
- ◆ Nichtberücksichtigung der Veränderung der Höhe und der Ausdehnung der Gletscherfläche im Laufe der Jahrzehnte.

Besonders sensitiv reagiert die Massenbilanz hierbei auf etwaige falsche Abgrenzung des Akkumulationsgebiets und auf einen falsch gewählten Höhengradienten des Niederschlags. Die anderen Einflussgrößen sind entweder vergleichsweise sicher oder die Massenbilanz ist nicht sehr sensitiv bezüglich dieser Größen.

Bei einem um 5% falsch gewählten Akkumulationsgebiet erhält man bei einer mittleren Akkumulation auf der Eiskappe von 10 m WEQ/a überschlägig einen Fehler von ca. 0,7 m WEQ/a. Weicht der Niederschlag aufgrund falsch gewähltem Höhengradienten auf der Eiskappe um 10% ab, ergibt dies einen Fehler von ca. 0,44 m WEQ/a. Auch wenn sich die Fehler zum Teil gegenseitig aufheben, so ist doch eine Abweichung von ± 1 m WEQ pro Jahr möglich. Die Interpretation der rekonstruierten Massenbilanzen ist also schon aufgrund des benutzten Gradtagmodells mit entsprechender Vorsicht durchzuführen.

Die Fehler bei der Rekonstruktion selbst sind weniger systematischer als vielmehr statistischer Natur. Dabei wird vorausgesetzt, dass die Zusammenhänge zwischen den Klimaelementen an der AWS Gran Campo NPB und der anderen Datenquellen nicht nur für den Zeitraum Oktober 1999 bis März 2003, sondern auch für die Jahrzehnte davor Gültigkeit haben. Es darf nicht vergessen werden, dass vor allem beim Niederschlag, nur bis 44% der auftretenden Varianz an der AWS Gran Campo Nevado durch das Regressionsverfahren erklärt werden. Weit kritischer als diese grundsätzlichen Erwägungen ist die Frage nach der Homogenität der benutzten Zeitreihen. NCEP/NCAR-Modelldaten dürfen ab Ende der 1960iger Jahre für den Raum als weitestgehend homogen gelten (vgl. Kap. 5.2). Die Problematik der Stationsdaten wurde bereits in Kap. 2.2.8 diskutiert. Eben aus diesem Grunde wurde die Rekonstruktion mit zwei verschiedenen Datensätzen des Niederschlags durchgeführt. Auch die Wahl zweier verschiedener Rekonstruktionen der Lufttemperatur im 20. Jahrhundert für Punta Arenas trägt diesem Problem Rechnung.

8.7.7.4 Diskussion der rekonstruierten Massenbilanzreihen des Glaciar Lengua

Die Massenbilanzrekonstruktion auf der Grundlage der Temperaturreihe von SANTANA ET AL. (2003) liefert praktisch für das gesamte Jahrhundert eine durchgängig negative Massenbilanz (Abb. 8.44 bis Abb. 8.46). Durch die Integration der Niederschlagsvariation erhöhen sich zwar die Massenbilanzwerte, aber die beobachtete Variabilität verändert sich nur graduell und das negative Vorzeichen bleibt bei fast allen Einzeljahren erhalten. Der morphologische Befund am Glaciar Lengua (Kap. 2) weist auf die Bildung von Moränen um 1910 und um 1940 hin, wobei diese Angaben aufgrund der Zeitspanne zwischen dem Zurückweichen des Gletschers bei erneut negativer Massenbilanz und der Ansiedlung erster Baumschösslinge mit einer Ungenauigkeit von mehreren Jahren behaftet sein dürfte. Die Datierung der Moränen steht im Widerspruch mit negativen Massenbilanzen während des gesamten Jahrhunderts bei dieser Rekonstruktion. Die Mittelwerte der Massenbilanz für verschiedene Zeiträume liegen zwischen $-1,0$ m WEQ/a und $-1,9$ m WEQ/a (Tab. 8.13). Selbst im günstigsten Fall bedeutet dies mindestens eine Ausdünnung des Gletschers um 100 m WEQ oder 110 m Eismächtigkeit in nur 100 Jahren. Dieser Wert ist unrealistisch hoch, obwohl die Höhe der älteren Seitenmoräne am Glaciar Lengua auf einen beträchtlichen Verlust an Eisdicke hinweist. Diese ca. 50 m bis 70 m hohen Seitenmoränen sind aber mit einem älteren Moränenstadium und nicht mit der jüngsten Endmoräne um den Lago Lengua von ca. 1940 in Bezug zu setzen.

Die Massenbilanzreihe über 100 Jahre weist einen markanten Anstieg der Massenbilanz um 1908 auf. Geht man von einer Besiedlungszeit von um die 10 Jahre aus und rechnet man mit einer Reaktionszeit des Gletschers von ca. 10 bis 20 Jahren auf Schwankungen der Massenbilanz an der Oberfläche, so entspricht den wieder negativeren Massebilanzen des Gletschers um 1910 eine mögliche Moränendatierung von zwischen 1930 und 1940. Das in der Massenbilanzreihe auftretende Maximum bei 1908 könnte demnach Ursache des jüngsten beobachteten Moränenstadiums am Glaciar Lengua sein. Diese jüngste Moräne hat nur eine geringe Ausdehnung in Form eines ca. 3 m hohen und ca. 8 m breiten Walles um den Lago Lengua. Auch in einer kurzen Vorstoßzeit von weniger als einem Jahrzehnt könnte eine solche Moräne durch den Gletscher aufgeschoben worden sein.

Die Rekonstruktion der Massenbilanz mit Hilfe des Temperaturtrends bei ROSENBLÜTH ET AL. (1997) bzw. VILLALBA ET AL. (2003) kann aufgrund der Datenlage nur ab 1930 durchgeführt werden (Abb. 8.47 bis Abb. 8.49). Da sie ab 1964 mit der oben diskutierten Reihe identisch ist, weist sie für die Zeit ab 1970 die gleiche, im Mittel negative Massenbilanz auf. Unter Einbeziehung des im Laufe der Dekaden allmählich abnehmenden Niederschlags werden für die früheren Abschnitte höhere Massenbilanzen berechnet. Im Mittel ergibt sich als beste Schätzung unter Einbezug der NECP/NCAR-Reanalysedaten für den Zeitabschnitt 1970 bis 2003 eine mittlere Massenbilanz von $-1,3$ m WEQ/a. Für den Zeitraum vor 1970 wird die Massenbilanz aufgrund des seither positiven Temperaturtrends positiv. Zu Beginn der 1930er Jahre ist sie ausgeglichen. Im Mittel über die 73 Jahre von 1930 bis 2003 ergibt sich ohne Berücksichtigung der Niederschlagsvariabilität ein Wert von $-0,6$ m WEQ/a. Der Vergleich der mittleren Werte der Zeitreihen mit und ohne Hinzunahme der Variabilität des Niederschlags entsprechend der NCEP/NCAR-Daten in den beiden Zeiträumen 1948 bis 2003 bzw. 1948 bis 1970 (Tab. 8.13) lässt vermuten, dass für den gesamten Zeitraum seit 1930 ein Wert etwas mehr negativ als $-0,3$ m WEQ/a realistisch ist. Auch der Vergleich mit dem Wert auf der Basis der Niederschlagsvariation an der WS Faro Evangelitas von $-0,38$ m WEQ/a stützt diese Annahme. Der realistische Mittelwert von ca. $-0,33$ m WEQ/a führt im Mittel zu einer Reduzierung der Eismächtigkeit um ca. 25 m in 75 Jahren am Glaciar Lengua.

Die Standardabweichung der Zeitreihe der jährlichen Massenbilanz am Glaciar Lengua liegt beim Modelllauf unter Berücksichtigung der Niederschlagsvariabilität nach NCEP/NCAR-Reanalysedaten bei 1,57 m WEQ. Sie ist damit etwas höher als die Spanne von 0,1 m WEQ bis 1,4 m WEQ, die BRAITHWAITE UND ZHANG (1999b) für Gletscher weltweit angeben. Hier

zeigt sich erneut die extreme Maritimität des Gebiets und die extrem hohe Sensitivität des Gletschers bezüglich Klimavariabilität.

Bei allen Ungenauigkeiten, die dem Verfahren inhärent, sind bleibt demnach festzustellen, dass mit dem hier vorgestellten Massenbilanzmodell die Massenbilanz am Glaciar Lengua nur dann befriedigend modelliert werden kann, wenn man einen positiven Temperaturtrend für Punta Arenas annimmt und die in den vergangenen Jahrzehnten festgestellte Abnahme des Niederschlages, wie sie sich in den NCEP/NCAR-Reanalysedaten zeigt, mitberücksichtigt. Insgesamt sind die Ungenauigkeiten des Verfahrens zu groß, um quantitative Aussagen für einen längeren Zeitraum abzuleiten. Trotzdem können wichtige qualitative bzw. semi-quantitative Aussagen festgehalten werden:

1. Das Massenbilanzmodell bestätigt den Trend des Abschmelzens der Gletscher in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, insbesondere aber ab 1970.
2. Aus der Modellierung der Gletschermassenbilanz leitet sich ab, dass ein Trend zu höheren Mitteltemperaturen im 20. Jahrhundert wahrscheinlich ist.
3. Der Massenverlust des Glaciar Lengua in den letzten 73 Jahren beträgt demnach und in Übereinstimmung mit dem glazialmorphologischen Befund wenige Dekameter (ca. 25 m WEQ).
4. Umgerechnet in Massenverlust entspricht diese Ausdünnung des Gletschers bei einer Fläche des Glaciar Lengua von ca. 15,3 km² einem Wasservolumen von ca. 380 Mio. m³ oder 0,38 km³.

Zusammenfassung

Im Rahmen der interdisziplinären Projektgruppe 'Gran Campo Nevado' wurden das regionale Klima und die Gletschermassenbilanz in den Anden bei 53°S in Südwestpatagonien untersucht. Hierfür wurden Klimadaten entlang eines Transektes von West nach Ost bei 53°S der beiden Wetterstationen Faro Evangelistas und Punta Arenas Jorge Schythe und weiterer eigener automatischer Wetterstationen (AWS) am Seno Skyring und am Gran Campo Nevado untersucht.

Während sich das Temperaturegime homogen mit mesoskaligen Modifikationen aufgrund von Meeresnähe und Topographie darstellt, ergibt sich ein extremer Gradient des Niederschlages von ca. 3.000 mm Niederschlag an der Westküste über ca. 6.000 mm Niederschlag in der zentralen Kanal- und Inselzone bis zu weniger als 500 mm Niederschlag östlich von Punta Arenas. Die AWS Gran Campo Nevado in der Puerto Bahamondes zeichnet seit Oktober 1999 fortlaufend Klimadaten auf. In dem dort anzutreffenden hochozeanischen Klima ergibt sich eine Jahressumme des Niederschlages von 6.500 mm und eine Jahresmitteltemperatur von +5,7°C im Meeresniveau.

Aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten wurde eine semi-objektive Wetterlagenklassifikation für Patagonien und Feuerland erstellt. Sie weist bei nur 10% unklassifizierter Lagen insgesamt 10 verschiedene Wetterlagentypen aus. Den größten Anteil nimmt die zonale Westlage mit einem Anteil von über 30% ein. Wetterlagen mit Anströmung aus westlichen Richtungen treten insgesamt an über 60% aller Tage auf. Alle Wetterlagen lassen sich an Hand der mittleren Werte der Klimaelemente an den einzelnen Wetterstationen klar unterscheiden. Besonders auffällig ist die Differenzierung des Niederschlages, welcher am Gran Campo Nevado vornehmlich bei Westanströmung fällt, während in Punta Arenas der größte Anteil des Niederschlages bei Anströmungen aus anderen Sektoren niedergeht. Dies untermauert die Bedeutung der Lage, Stärke und Persistenz der südhemisphärischen Westwindzone für die Differenzierung des Niederschlages in Südwestpatagonien.

Eine Korrelationsanalyse von verschiedenen Gitterfeldern von NCEP/NCAR-Reanalysedaten und dem Southern Oscillation Index (SOI) ergibt eine Kopplung zwischen der El Niño Southern Oscillation (ENSO) und dem Niederschlag an der Westseite der Anden zwischen 50°S und 55°S. Dies begründet sich durch die Abnahme des Luftdruckgradienten zwischen der südpazifischen Antizyklone und der subpolaren Tiefdruckrinne über der Bellingshausen-see während El Niño. Damit einher geht eine Abnahme der zonalen Windgeschwindigkeit und des Niederschlages. Dieser Zusammenhang, der zu einer Reduktion des Niederschlages an der Westküste um ca. 10% bis 20% während El Niño führt, kann ausser in den NCEP/NCAR-Gitterpunktsdaten auch beim Niederschlag an der Wetterstation Faro Evangelistas nachgewiesen werden.

Am Gran Campo Nevado wurde im Zuge dieser Untersuchung ein digitales Geländemodell und eine Ortholuftbildkarte des südlichen Teils der Península Muñoz Gamero mit der Eiskappe des Gran Campo Nevado erarbeitet. Damit wurden die einzelnen Teilgletscher der Eiskappe und die anderen Kargletscher dieses Teils der Halbinsel für den World Glacier Monitoring Service (WGMS) erstmalig inventarisiert. Außerdem wurde mit Hilfe von Fernerkundungsdaten verschiedener Zeitschnitte ein kontinuierliches Abschmelzen der Eiskappe um ca. 3% pro Dekade und ein Flächenverlust von ca. 16% zwischen 1942 und 2002 dokumentiert.

Am Auslaßgletscher 'Glaciár Lengua' des Gran Campo Nevado wurde in der Ablationszone von Februar bis April 2000 eine Energiebilanzmessstation betrieben und die Ablation bestimmt. Es zeigt sich, dass ein sehr hoher Massenumsatz auftritt, der im Sommer überwiegend durch den Eintrag fühlbarer Wärme bestimmt wird. Die Strahlungsbilanz tritt im Gegensatz zu Alpengletschern als lediglich zweitwichtigster Beitrag zur Energiebilanz in den Hintergrund. Die Fließgeschwindigkeit in der Ablationszone wurde an Hand von mehrjährigen wiederholten Messungen mit GPS an den Ablationsstangen auf ca. 65 m im

Jahr bestimmt. Aus der Messung von Ablation und Energiebilanz wurde ein Gradtagmodell für den Glaciar Lengua kalibriert. Bei einem mittleren Gradtagfaktor von 7,01 mm/(TagGrad Celcius) erhält man pro Jahr zwischen 7 m und 8 m Wasseräquivalent (WEQ) Ablation in 450 m ü. d. M. in der Ablationszone des Gletschers. Die Abweichung zwischen der an Ablationsstangen über mehrere Jahre hinweg gemessenen Ablation und der aus dem Gradtagmodell mit den Daten der AWS Gran Campo NPB ermittelten Ablation liegt für die einzelnen Jahresabschnitte bei max. $\pm 11\%$ und im Mittel bei ca. $\pm 5\%$.

Mit Hilfe der Höhengradienten von Niederschlag und Temperatur und dem Geländemodell des Glaciar Lengua wurde das Gradtagmodell auf die gesamte Gletscherfläche ausgedehnt. Entsprechend des hohen Massenumsatzes ergibt sich ein sehr flacher spezifischer Massenbilanzgradient, der von einer Ablation von ca. -12.000 mm WEQ Ablation am Zungenende auf 110 m ü. d. M. bis zu einer Akkumulation von ca. 11.000 mm Schneeniederschlag in 1600 ü. d. M. am oberen Ende des Einzugsgebietes reicht.

Die Analyse der Sensitivität der Massenbilanz gegenüber Schwankungen von Temperatur und Niederschlag ergibt eine für ozeanisches Klima durchschnittliche Sensitivität der Massenbilanz gegenüber Schwankungen des Niederschlages. Die Sensitivität gegenüber Schwankungen der Lufttemperatur ist aber im weltweiten Vergleich mit anderen hoch-ozeanischen Standorten als extrem zu bezeichnen.

Die Rekonstruktion der Massenbilanz entsprechend der abgeleiteten Sensitivitätscharakteristik des Gletscher mit Hilfe langer Zeitreihen der Monatsmittelwerte von Temperatur und Niederschlag der nächstliegenden Stationen und NCEP/NCAR-Gitterpunkten ergibt eine überwiegend negative Massenbilanz seit ca. 1960. Im Zeitraum davor sind nach vermutlich positiver Massenbilanzen in der ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts zwischen ca. 1940 und 1960 im Mittel ausgeglichene bis leicht positive Massenbilanzen zu verzeichnen gewesen. Die modellierte Massenbilanzreihe spiegelt einen leichten Erwärmungstrend von zwischen einem halben und einem Kelvin in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts in Südwestpatagonien wieder.

Abstract

The interdisciplinary project group 'Gran Campo Nevado' studied the regional climate and glacier mass balance in the Andes at 53°S in southwest Patagonia. For this purpose, climate data along a transect from west to east at 53°S of the two weather stations Faro Evangelistas and Punta Arenas Jorge Schythe and further own automatic weather stations (AWS) at Seno Skyring and Gran Campo Nevado were investigated.

While the temperature regime is homogeneous with mesoscale modifications due to sea proximity and topography, there is an extreme gradient of precipitation from about 3,000 mm of precipitation on the west coast to about 6,000 mm of precipitation in the central channel and island zone to less than 500 mm of precipitation east of Punta Arenas. The AWS Gran Campo Nevado in the Puerto Bahamondes has been continuously recording climate data since October 1999. In the high oceanic climate found there, the annual sum of precipitation is 6,500 mm and the average annual temperature is +5.7°C at sea level.

A semi-objective weather type classification for Patagonia and Tierra del Fuego was created from NCEP/NCAR reanalysis data. With only 10% of unclassified days, it shows a total of 10 different weather types. The weather type "west" with a zonal configuration and wind from the west takes the largest share with over 30%. Overall, weather situations with an inflow from the west occur on more than 60% of all days. All weather situations can be clearly distinguished on the basis of the average values of the climate elements at the individual weather stations. Particularly striking is the differentiation of precipitation, which at Gran Campo Nevado falls mainly with westerly inflow, while in Punta Arenas the largest share of precipitation falls with inflow from other sectors. This underlines the importance of the location, strength and persistence of the southern hemispheric westerly wind zone for the differentiation of precipitation in southwest Patagonia.

A correlation analysis of different grid fields of NCEP/NCAR reanalysis data and the Southern Oscillation Index (SOI) shows a coupling between the El Niño Southern Oscillation (ENSO) and precipitation on the west side of the Andes between 50°S and 55°S. This is due to the decrease in the pressure gradient between the South Pacific anticyclone and the subpolar low pressure trough over the Bellingshausen Sea during El Niño. This is accompanied by a decrease in zonal wind speed and precipitation. This correlation, which leads to a reduction in precipitation on the west coast of approximately 10% to 20% during El Niño, can be demonstrated not only in the NCEP/NCAR data but also in precipitation data at the Faro Evangelistas weather station.

At Gran Campo Nevado a digital terrain model and an orthophotomap of the southern part of the Península Muñoz Gamero with the ice cap of the Gran Campo Nevado was developed in the course of this study. This was the first time that the individual sub-glaciers of the ice cap and the other cirque glaciers of this part of the peninsula were inventoried for the World Glacier Monitoring Service (WGMS). Furthermore, using remote sensing data from different periods, a continuous melting of the icecap by about 3% per decade and a loss of about 16% of the area between 1942 and 2002 was documented.

At the outlet glacier 'Glaciar Lengua' of Gran Campo Nevado an energy balance measuring station was operated in the ablation zone from February to April 2000 and the ablation was determined. It is shown that a very high mass turnover occurs, which in summer is mainly determined by the input of sensible heat. In contrast to Alpine glaciers, the radiation balance is only the second most important contribution to the energy balance. The flow velocity in the ablation zone was determined on the basis of repeated measurements over several years with GPS on the ablation stakes at about 65 m per year. From the measurement of ablation and energy balance, a degree day model was calibrated for Glaciar Lengua. With an average degree day factor of 7.01 mm/(day °C), we obtain between 7 m and 8 m of water equivalent (WEQ) ablation per year at 450 m a.s.l. in the ablation zone of the glacier. The deviation between the ablation measured on ablation stakes over several years and the

ablation determined from the degree-day model with the data from AWS Gran Campo NPB is max. $\pm 11\%$ for the individual annual sections and averages about $\pm 5\%$.

Using the altitude gradients of precipitation and temperature and the terrain model of Glaciar Lengua, the degree day model was extended to the entire glacier surface. Corresponding to the high mass turnover, a very flat specific mass balance gradient is obtained, ranging from an ablation of about 12,000 mm WEQ ablation at the end of the tongue at 110 m a.s.l. to an accumulation of about 11,000 mm snow precipitation at 1600 m a.s.l. at the upper end of the catchment area.

The analysis of the sensitivity of the mass balance to fluctuations in temperature and precipitation yields an average sensitivity of the mass balance to fluctuations in precipitation for oceanic climate. However, the sensitivity to fluctuations in air temperature can be described as extreme in a global comparison with other high oceanic locations.

The reconstruction of the mass balance according to the derived sensitivity characteristics of the glacier with the aid of long time series of the monthly mean values of temperature and precipitation of the nearest stations and NCEP/NCAR grid points results in a predominantly negative mass balance since about 1960. In the period before that, after presumably positive mass balances in the first decades of the 20th century, between about 1940 and 1960, on average balanced to slightly positive mass balances were recorded. The modelled mass balance series reflects a slight warming trend of between half a Kelvin and one Kelvin in the second half of the 20th century in southwest Patagonia.

(English abstract updated, September 2020)

Literaturverzeichnis

- ACEITUNO, P. (1988): On the functioning of the southern oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. - *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.
- ACEITUNO, P., H. FUENZALIDA & B. ROSENBLÜTH (1992): Climate along the extratropical west coast of South America. - In: MOONEY, H.A., E. R. FUENTES & B.I. KRONBERG (Hrsg.) *Earth system responses to global change - contrasts between North and South America*, Academic Press, San Diego, New York, 61-69.
- AGUADO, E. (1985): Radiation of melting snow covers at an open site in the central Sierra Nevada, California. - *Water Resources Research*, 21, 1649-1654.
- ALBERTZ, J. (1991): Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern - Eine Einführung in die Fernerkundung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt.
- ANDERSON, E. A. (1968): Development and testing of snow pack energy balance equations. - *Water Resources Research*, 4, 19-37.
- ANDREAS, E. L. (1987): A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. - *Boundary-Layer Meteorology*, 38, 159-184.
- ANIYA, M. (1999): Recent Glacier Variations of the Patagonicos, South America, and their contribution to sea-level change. - *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 31, 165-173.
- ANIYA, M. (2000): Glacier variations of Hielo Patagonico Norte, Chilean Patagonia, since 1944/45, with special reference to variations between 1995/96 and 1999/2000. - *Bulletin of Glaciological Research*, 18, 55-63.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA & G. CASASSA (1996): The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the southern Patagonia Icefield, South America. - *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62, 1361-1369.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA & G. CASASSA (1997): Recent Glacier Variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. - *Arctic and Alpine Research*, 29, 1-12.
- ARCK, M. & D. SCHERER (2001): A physically based method for correcting temperature data measured by naturally ventilated sensors over snow. - *Journal of Glaciology*, 47, 665-670.
- ARENDT, A. & M. SHARP (1999): Energy balance measurements on a Canadian high Arctic glacier and their implications for mass balance modelling. - *Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases*, 256, 165-172.
- ARNOLD, N. S., I. C. WILLIS, M. J. SHARP, K. S. RICHARDS & W. J. LAWSON (1996): A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. - *Journal of Glaciology*, 42, 77-89.
- ASHWORTH, A. C. & J. W. HOGANSON (1993): The magnitude and rapidity of the climate change marking the end of the Pleistocene in the mid-latitudes of South America. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101, 263-270.
- AUER, V. (1956): The Pleistocene of Fuego-Patagonia - Part I: The Ice and Interglacial Ages. III. *Geologica-Geographica*, 45, Suomalainen Tiedekatemia Helsinki.
- BAHR, D. B. & M. DYURGEROV (1999): Characteristic mass-balance scaling with valley glacier size. - *Journal of Glaciology*, 45, 17-21.
- BAHRENBURG, G., E. GIESE & J. NIPPER (1985): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1: Univariate und bivariate Statistik. Teubner Stuttgart.
- BAHRENBURG, G., E. GIESE & J. NIPPER (1992): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik. Teubner Stuttgart.

- BARROS, V., M. E. CASTAÑEDA & M. DOYLE (2000): Recent precipitation trends in southern South America east of the andes: an indication of climatic variability. - In: SMOLKA, P. P. & W. VOLKHEIMER (Hrsg.): Southern hemisphere paleo- and neoclimates, Springer, Berlin, 188-206.
- BARRY, R. G. & PERRY A. H. (1973): Synoptic Climatology. Methods and Applications. Methuen London.
- BARRY, R. G. & R. J. CHORLEY (1998): Atmosphere, weather and climate. Routledge Londo, New York.
- BARRY, R. G. & A. M. CARLETON (2001): Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge London.
- BARTELME, N. (2000): Geoinformatik - Modelle, Strukturen, Funktionen. Springer Berlin.
- BARUTH, B., W. ENDLICHER & P. HOPPE (1998): Climate and Desertification Processes in Patagonia. - Bamberger Geographische Schriften, 15, 307-320.
- BECK, C. (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. Würzburger Geographische Arbeiten, 95, Würzburg.
- BENN, D. I. & C. M. CLAPPERTON (2000): Pleistocene glacial-tectonic landforms and Sediments around central Magellan Strait, southernmost Chile: evidence for fast outlet glaciers with cold-based margins. - Quaternary Science Review, 19, 591-612.
- BENNETT, K. D., S. G. HABERLE & S. H. LUMLEY (2000): The last Glacial-Holocene transition in Southern Chile. - Science, 290, 325-328.
- BIESTER, H., R. KILIAN, C. FRANZEN, C. WODA, A. MANGINI & H. F. SCHÖLER (2002): Elevated mercury accumulation in a peat bog of the Magellanic Moorlands, Chile (53°S) - an anthropogenic signal from the Southern Hemisphere. - Earth and Planetary Science Letters, 201, 609-620.
- BISSOLLI, P. & E. DITTMANN (2001): The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. - Meteorologische Zeitschrift, 10, 253-260.
- BJERKNES, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. - Monthly Weather Review, 97, 163-172.
- BLACKADAR, A. K. (1997): Turbulence and diffusion in the atmosphere. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg.
- BOGGILD, C. E., N. REEH & H. OERTER (1994): Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstrommen, Northeast Greenland. - Global and Planetary Change, 9, 79-90.
- BORRERO, L. A. (1997): The origins of ethnographic subsistence patterns in Fuego-Patagonia. - In: MCEWAN, C., L.A. BORRERO & A. PRIETO (Hrsg.): Patagonia. Natural history, prehistory and ethnography at the uttermost end of the Earth, British Museum Press, London, 61-81.
- BORRERO, L. A. & C. MCEWAN (1997): The peopling of Patagonia. The first human occupation. - In: MCEWAN, C., L. A. BORRERO & A. PRIETO (Hrsg.): Patagonia. Natural history, prehistory and ethnography at the uttermost end of the Earth, British Museum Press, London, 2-59.
- BRAITHWAITE, R. J. (1981): On Glacier Energy Balance, Ablation, and Air Temperature. - Journal of Glaciology, 27, 381-391.
- BRAITHWAITE, R. J. (1995a): Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet. - Journal of Glaciology, 41, 562-571.

- BRAITHWAITE, R. J. (1995b): Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. - *Journal of Glaciology*, 41, 153-160.
- BRAITHWAITE, R. J. & O. B. OLESEN (1989): Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. - In: OERLEMANS, J. (Hrsg.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Kluwer Academic Publishers, 219-233.
- BRAITHWAITE, R. J. & Y. ZHANG (2000): Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. - *Journal of Glaciology*, 46, 7-14.
- BRAITHWAITE, R. J. & Y. ZHANG (1999a): Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. - *Geografiska Annaler*, 81A, 489-495.
- BRAITHWAITE, R. J. & Y. ZHANG (1999b): Relationships between interannual variability of glacier mass balance and climate. - *Journal of Glaciology*, 45, 456-462.
- BRAUN, M. & C. SCHNEIDER (2000): Characteristics of summer energy balance on the west coast of the Antarctic Peninsula. - *Annals of Glaciology*, 31, 179-183.
- BRIDGMAN, H. (1998): Future climate scenarios for the southern continents. - In: HOBBS, J.E., J.A. LINDSAY & H.A. BRIDGMAN (Hrsg.): *Climates of the southern continents: Present, past and future*, John Wiley & Sons Ltd., New York, 265-291.
- BROCK, B. W., I. C. WILLIS & M. J. SHARP (2000): Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. - *Journal of Glaciology*, 46, 675-688.
- BROCK, B. W., I. C. WILLIS, M. J. SHARP & N. S. ARNOLD (2000): Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. - *Annals of Glaciology*, 31, 53-62.
- BROEKE, M. R. van den (2000): Notes and correspondence on the interpretation of Antarctic temperature trends. - *Journal of Climate*, 13, 3885-3889.
- BROMWICH, D. H., A. N. ROGERS, P. KALLBERG, R. I. CULLATHER, J. W. C. WHITE & K. J. KREUTZ (2000): ECMWF analyses and reanalyses depiction of ENSO signal in antarctic precipitation. - *Journal of Climate*, 13, 1406-1420.
- BRUTSAERT, W. (1982): *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, applications*. Environmental fluid mechanics, Dordrecht.
- BÜNSDORF, J. (1992): *Argentinien*. Klett Länderprofile, Klett Stuttgart.
- BUSCH, N. E. (1973): The surface boundary layer. - *Boundary-Layer Meteorology*, 4, 213-240.
- CALDENIUS, C. C. (1932): Las glaciaciones cuaternarios en la Patagonia y Tierra del Fuego. - *Geografiska Annaler*, 14, 1-164.
- CAMINO, R. de (1972): *Der Beitrag der Forst- und Holzindustrie zur gesamtwirtschaftlichen Entwicklung Chiles*. Forstwissenschaftliche Fakultät der Universität Freiburg Freiburg.
- CAPEL, J. J. (1983): Reflexiones geograficas acerca del clima frio oceanico del hemisferio sur, Punta Arenas (Chile). - *Revista de Geografia*, 10, 3-16.
- CAPPEL, A., M. KALB & H. SCHMIDT (1988): *Klimatologische und statistische Grundlagen als Erläuterungen für Klimabearbeitungen*. Deutscher Wetterdienst Offenbach am Main.
- CARLETON, A. M. (1988): Sea ice-atmosphere signal of the southern oscillation in the Wedell Sea, Antarctica. - *Journal of Climate* 1, 379-388.
- CARLETON, A. M. (1989): Antarctic sea-ice relationships with indices of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. - *Climate Dynamics*, 3, 207-220.

- CARLETON, A. M. (1992): Synoptic interaction between Antarctica and lower latitudes. - Australian Meteorological Magazine, 40, 129-147.
- CARLETON, A. M., G. JOHN & R. WELSCH (1998): Interannual variations and regionality of Antarctic sea-ice-temperature associations. - Annals of Glaciology, 27, 403-408.
- CARRASCO, J. F., G. CASASSA & A. RIVERA (1998): Climatología actual del campo de hielo sur y posibles cambios por el incremento del efecto invernadero. - Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 26, 119-128.
- CARRASCO, J. F., G. CASASSA & A. RIVERA (2002): Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia icefield. - In: CASASSA, G., F.V. SEPULVEDA & R.M. SINCLAIR (Hrsg.): The Patagonian icefields - A unique natural laboratory for environmental and climate change studies, New York, 29-43.
- CASASSA, G. (1985): El Hielo Patagónico Norte. - Trapananda, 5, 176-192.
- CASASSA, G. (1985): Clasificación del clima en la Región Austral de Chile. - Trapananda, 5, 174-175.
- CASASSA, G. (1992): Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, southern Patagonia. - Bulletin of Glacier Research, 10, 69-74.
- CASASSA, G. (1995): Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier variations. - Annals of Glaciology, 21, 317-322.
- CASASSA, G. & C. MARANGUNIC (1987): Exploration history of the Northern Patagonia Icefield. - Bulletin of Glacier Research, 4, 163-175.
- CASASSA, G., H. BRECHER, A. RIVERA & M. ANIYA (1997): A century-long recession record of Glacier O'Higgins, Chilean Patagonia. - Annals of Glaciology, 24, 106-110.
- CASASSA, G. & A. RIVERA (1998): Digital radio-echo sounding of Tyndall Glacier, southern Patagonia. - Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 26, 129-135.
- CASASSA, G., L. E. ESPIZUA, B. FRANCOU, P. RIBSTEIN, A. AMES & J. ALEAN (1998): Glaciers in South America. - In: HAEBERLI, W., M. HOELZLE & S. SUTER (Hrsg.): Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies, UNESCO Publishing, Paris, 125-146.
- CASASSA, G., A. RIVERA, M. ANIYA & R. NARUSE (2000): Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur. - Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 28, 5-22.
- CASASSA, G., A. RIVERA & J. F. CARRASCO (2000): Glacier Variations in the southern Patagonia Icefield and their relation with climate. - Proceedings of the 6th Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 3.-7. April 2000, Santiago, Chile, Santiago de Chile, 312-313.
- CASASSA, G., K. SMITH, A. RIVERA, J. ARAOS, M. SCHNIRCH & C. SCHNEIDER (2002): Inventory of glaciers in isla Riesco, Patagonia, Chile, based on aerial photography and satellite imagery. - Annals of Glaciology, 34, 373-378.
- CASASSA, G., F. V. SEPULVEDA & R. M. SINCLAIR (2002): The Patagonian Icefields: A unique natural laboratory for environmental and climate change studies. Series of the Centro de Estudios Científicos, Kluwer Academic New York.
- CASASSA, G., A. RIVERA, M. ANIYA & R. NARUSE (2002): Current knowledge of the Southern Patagonia icefield. - In: CASASSA, G., F. V. SEPULVEDA & R. M. SINCLAIR (Hrsg.): The Patagonian icefields - A unique natural laboratory for environmental and climate change studies, New York, 67-82.
- CAVIEDES, C. N. (1990): Rainfall variation, snowline depression and vegetational shifts in Chile during the pleistocene. - Climatic Change, 16, 99-114.

- CAVIEDES, C. N. & P. R. WAYLEN (1991): Chapters for a climatic history of South America. - In: ENDLICHER, W. & H. GÖRMANN (Hrsg.): Beiträge zur regionalen und angewandten Klimatologie - W. Weisheit zum 70. Geburtstag, Freiburger Geographischen Hefte, 32, Institut für Physische Geographie Freiburg i. Br., Freiburg, 149-180.
- CERVENY, R. S. (1998): Present Climates of South America. - In: HOBBS, J. E., LINDESAY, J. A. & H. A. BRIDGMAN (Hrsg.): Climates of the southern continents: present, past and future, John Wiley & Sons Ltd., London, 107-135.
- CERVENY, R. S., B. R. SKEETER & K. F. DEWEY (1987): A preliminary investigation of a relationship between South American snow cover and the southern oscillation. - Monthly weather review, 115, 620-623.
- CHEN, T.-C. & M.-C. YEN (1997): Interdecadal variation of the Southern Hemisphere circulation. - Journal of climate, 10, 805-812.
- CLAPPERTON, C. M. (1993): Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier.
- CLAPPERTON, C. M. & D. E. SUGDEN (1988): Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. - Quaternary Science Reviews, 7, 185-198.
- CLAPPERTON, C. M., D. E. SUGDEN, D. S. KAUFMAN & R. MCCULLOCH (1995): The last glaciation in central Magellan Strait, southernmost Chile. - Quaternary Research, 44, 133-148.
- CLARE, G. R., B. B. FITZHARRIS, T. J. H. CHINN & M. J. SALINGER (2002): Interannual variation in end-of-summer snowlines of the southern Alps of New Zealand, and relationships with Southern Hemisphere atmospheric circulation and sea surface temperature patterns. - International journal of Climatology, 22, 107-120.
- CLAUß, G., F. R. FINZE & L. PARTZSCH (1999): Statistik für Soziologen, Pädagogen, Psychologen und Mediziner: Grundlagen. Verlag Harri Deutsch Thun; Frankfurt am Main.
- COELHO, C. A. S., C. B. UVO & T. AMBRIZZI (2002): Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. - Theoretical and Applied Climatology, 71, 185-197.
- COGLEY, J. & W. P. ADAMS (1998): Mass balance of glaciers other than the ice sheets. - Journal of Glaciology, 44, 315-325.
- COMPAGNUCCI, R. H. (2000): Impact of ENSO events on the hydrological system of the cordillera de los andes during the last 450 years. - In: SMOLKA, P. P. & W. VOLKHEIMER (Hrsg.): Southern Hemisphere paleo- and neoclimates, Springer, Berlin, 176-185.
- COMPAGNUCCI, R. H. & M. A. SALLES (1997): Surface pressure patterns during the year over southern South America. - International Journal of Climatology, 17, 635-653.
- COMPAGNUCCI, R. H. & W. M. VARGAS (1998): Inter- annual variability of the Cuyo Rivers' streamflow in the argentinean andean mountains and ENSO events. - International Journal of Climatology, 18, 1593-1609.
- CONGALTON, R. & K. GREEN (1999): Assessing the accuracy of remotely sensed data: Principles and practices. Boca Raton.
- CORONATO, F. & A. BISIGATO (1998): A temperature pattern classification in Patagonia. - International Journal of Climatology, 18, 765-773.
- CULLATHER, R. I., D. H. BROMWICH & M. L. VAN WORT (1996): Interannual variations in Antarctic precipitation related to El Niño-Southern Oscillation. - Journal of Geophysical Research, 101, 19109-19118.
- CUNNINGHAM, W. D. (1993): Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the patagonian orocline. - Tectonics, 12, 169-186.

- CUNNINGHAM, W. D. (1994): Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. - *Tectonophysics* 244, 197-229.
- CUTLER, P. M. & D. S. MUNRO (1996): Visible and near-infrared reflectivity during the ablation period on Peyto Glacier, Alberta, Canada. - *Journal of Glaciology*, 42, 333-340.
- DALZIEL, I. W., M. J. de WIT & K. F. PALMER (1974): Fossil marginal basin in the southern Andes. - *Nature*, 250, 291-294.
- DANIELS, L. D. & T. T. VEBLEN (2000): Enso effects on temperature and precipitation of the Patagonian-Andean region: Implications for biogeography. - *Physical Geography*, 21, 223-243.
- DANOIZEC, T. (2003): Internetseite zu Argentinien. <http://argentinien.piranho.de>.
- DAOYI, G. & W. SHAOWU (2001): Decadal variability of the Antarctic Oscillation. - *Acta Meteorologica Sinica*, 15, 178-190.
- DE LA CASINIÈRE, A. C. (1974): Heat exchange over a melting snow surface. - *Journal of Glaciology*, 13, 55-72.
- DEPETRIS, P. J. & A. I. PASQUINI (2000): The hydrological signal of Perito Moreno Glacier damming of Lake Argentino (southern Andean Patagonia): the connection to climate anomalies. - *Global and Planetary Change*, 26, 367-374.
- DERIKX, L. (1975): The heat balance and associated runoff from an experimental site on a glacier tongue. - *Snow and Ice Symposium, Moscow, August 1971, IAHS, No. 104, Moscow*, 59-69.
- DIRECCION GENERAL DE AGUAS (1987): Balance Hidrico de Chile. Santiago.
- DYER, A. J. (1974): A review of flux-profile relationships. - *Boundary-Layer Meteorology*, 7, 363-372.
- DYURGEROV, M. & D. B. BAHR (1999): Correlations between glacier properties: finding appropriate parameters for global glacier monitoring. - *Journal of Glaciology*, 45, 9-16.
- EASTMAN, J. R. (1999): Guide to GIS and image processing, Volume 2. IDRISI 32 User Guide, Worcester.
- EBISUZAKI, W. (1997): A method to estimate the statistical significance of correlation when data are serially correlated. - *Journal of climate*, 10, 2147-2153.
- EKLUNDH, L. & U. MARTENSSON (1995): Rapid Generation of Digital Elevation Models from Topographic Maps. - *International Journal of Geographical Information Systems*, 9, 329-340.
- ENDLICHER, W. (1988): Geoökologische Untersuchungen zur Landschaftsdegratation im Küstenbergland von Concepcion (Chile). Franz Steiner Stuttgart.
- ENDLICHER, W. (1991a): Südpatagonien - klima- und agrarökologische Probleme an der Magellanstraße. - *Geographische Rundschau*, 43, 143-151.
- ENDLICHER, W. (1991b): Zur Klimageographie und Klimaökologie von Südpatagonien - 100 Jahre klimatologische Messungen in Punta Arenas. - In: ENDLICHER, W. & W. GOßMANN (Hrsg.): Beiträge zur regionalen und angewandten Klimatologie, Freiburger Geographische Hefte, 32, Freiburg, 181-211.
- ENDLICHER, W. (1998): Patagonien - landschaftsökologische Strukturen und Probleme im letzten Winkel Südamerikas. - *Alma mater philippina, Marburger Universitätsbund, Sommersemester 1998*, 1-7.
- ENDLICHER, W. (1999): Wolfgang Weischet (1921-1998): Versuch einer Würdigung von Lebensweg und klimatologische-landschaftsökologischem Werk. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143, 228-233.

- ENDLICHER, W. & R. MÄCKEL (1985a): Natural resources, land use and degradation in the coastal zone of Arauco and the Nahuelbuta Range, central Chile. - *Geo Journal*, 11.1, 43-60.
- ENDLICHER, W. & R. MÄCKEL (1985b): Studien zur Fluß- und Talentwicklung im südlichen Zentralchile. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, 89-108.
- ENDLICHER, W. & R. MÄCKEL (1987): Infiltrationsmessungen zur Erfassung und Erklärung der Landschaftsdegradation in Mittelchile. - *Geoökodynamik*, 8, 79-96.
- ENDLICHER, W., R. MÄCKEL & D. SCHULMEYER (1988): Contulmo - eine deutsche Siedlung in der Cordillera de Nahuelbuta (Mittelchile). - In: STEGMANN, W., W. HIRSCH-WEBER, W. LAUER, W. METTMANN, E. W. PALM & H. POHL (Hrsg.): *Ibero-Amerikanisches Archiv, Colloquium Verlag Berlin, Berlin*, 103-124.
- ENDLICHER, W. & P. HOPPE (1994): Geocological investigations on landscape degradation in southeast Patagonia with ERS-1 SAR data. - *Proceedings second ERS-1 Symposium - space at the service of our environment*, Hamburg, Germany, 11 - 14 October 1993, ESA SP 361, 903-906.
- ENDLICHER, W. & A. SANTANA (1997): El invierno de 1995: un fenomeno climatico muy severo en la Patagonia Austral. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 25, 77-88.
- ENGESSET, R. V., H. ELVEHOY, L. M. ANDREASSEN, N. HAAKENSEN, B. KJOLLMØEN, L. A. ROALD & E. ROLAND (2000): Modelling of historic variations and future scenarios of the mass balance of Svartisen ice cap, northern Norway. - *Annals of Glaciology*, 31, 97-103.
- ESCHER-VETTER, H. (1985): Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetztal Alps. - *Annals of Glaciology*, 6, 158-160.
- ESCOBAR, F., F. VIDAL & C. GARIN (1992): Water balance in the Patagonia icefield. - *Glaciological Researches in Patagonia 1990*, Japanese Society of Snow and Ice, 109-119.
- FALLER, M. (2001): Spät- und postglaziale Abtragung und Sedimentation in den südlichsten Anden. Unveröffentlichte Diplomkartierung, Geologisches Institut, Universität Freiburg, Freiburg.
- FESQ-MARTIN, M. (2003): Pollenanalytische Untersuchungen zur Rekonstruktion der spät- und postglazialen Vegetationsdynamik des Magellanischen Regenwaldes, Südchile. Doktorarbeit in der Geowissenschaftlichen Fakultät, Universität Freiburg, Freiburg.
- FISCHBACH, T. (2001): Strukturgeologische Untersuchung känozoischer Plattenentwicklung im südlichen Südamerika am Beispiel des Gran Campo Nevado Gebietes (53°S). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geologisches Institut der Universität Freiburg, Freiburg.
- FITZHARRIS, B. B., T. J. CHINN & G. N. LAMONT (1997): Glacier balance fluctuations and atmospheric circulations patterns over the southern alps, New Zealand. - *International Journal of Climatology*, 17, 754-763.
- FLOHN, H. (1950a): Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A: Meteorologie und Geophysik*, Bd. II, Wien.
- FLOHN, H. (1950b): Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. - *Erdkunde*, 4, 141-162.
- FRAKES, B. & B. YARNAL (1997): A procedure for blending manual and correlation-based synoptic classifications. - *International Journal of Climatology*, 17, 1381-1396.
- FRANK, A. (2002): Semi-objektive Klassifikation und statistische Auswertung von Wetterlagen Südpatagoniens. Unveröffentlichte Magisterarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Freiburg.

- FREDERIKSEN, P. (1988): Soils of Tierra del Fuego. A satellite-based land survey approach. *Folia Geographica Danica*, Vol. 18, C. A. Reitzels Kopenhagen.
- FUCHS, T., J. RAPP, F. RUBEL & B. RUDOLF (2001): Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases. - *Physics and Chemistry of Earth*, 26, 689-693.
- FUGIYOSHI, Y., H. KONDO, J. INOUE & T. YAMADA (1987): Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature and vertical structure of air temperature in Northern Patagonia Icefield. - *Bulletin of Glacier Research*, 4, 15-23.
- GAO, J. & Y. LIU (2001): Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review. - *Progress in Physical Geography*, 25, 520-540.
- GARLEFF, K. (1977): Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 68, Göttingen.
- GARREAU, R. D. & D. S. BATTISTI (1999): Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. - *Journal of climate*, 12, 2113-2123.
- GERSTENGARBE, F. W. & P. C. WERNER (1993): Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowski 1881-1992. Deutscher Wetterdienst Offenbach am Main.
- GIBSON, T. (1992): An observed poleward shift of the Southern Hemisphere subtropical wind maximum - A greenhouse symptom?. - *International Journal of Climatology*, 12, 637-640.
- GLOERSEN, P. (1995): Modulation of hemispheric sea-ice cover by ENSO events. - *Nature* 373, 503-506.
- GODOI, M. A., G. CASASSA & Y. T. SHIRAIWA (2001): Resena de estudios paleoclimaticos mediante testigos de hielo: potencialidades y evidencia obtenida en el cono sur de Sudamerica. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 29, 45-54.
- GODOI, M. A., T. SHIRAIWA, S. KOHSHIMA & K. KUBOTA (2002): Firn-core drilling operation at Tyndall Glacier, Southern Patagonia icefield. - In: CASASSA, G., F. V. SEPULVEDA & R. M. SINCLAIR (Hrsg.): *The Patagonian icefields - A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*, New York, 149-156.
- GONG, D. & S. WANG (1999): Definition of Antarctic Oscillation Index. - *Geophysical Research Letters*, 26, 459-462.
- GRAF, F. (1986): Klima- und Vegetationsgeographie der Anden. Grundzüge Südamerikas und pollenanalytische Spezialuntersuchung Boliviens. Geographisches Institut der Universität Zürich, Zürich.
- GRAHAM, N. E. (1994): Decadal-scale climate variability in the tropical and north Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. - *Climate Dynamics*, 10, 135-162.
- GRAINGER, M. E. & H. LISTER (1965): Wind speed, stability and eddy viscosity over melting ice surfaces. - *Journal of Glaciology*, 6, 101-127.
- GREUILL, W. & T. KONZELMANN (1994): Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). - *Global and Planetary Change*, 9, 91-114.
- GRIMM, A. M. (2000): Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. - *Journal of climate*, 13, 35-58.
- GRIMM, A. M., S. E. T. FERRAZ & J. GOMES (1998): Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. - *Journal of Climate*, 11, 2863-2880.

- GRUBER, D. & K. KRIZ (1998): DGM-Optimierung als Basis für geomorphologische Fragestellungen. - In: KRIZ, K. (Hrsg.): Hochgebirgskartographie/Silvretta '98. Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, 11, 76-80.
- HAEBERLI, W. (1995): Glacier fluctuations and climate changes detections - operational elements of a worldwide monitoring strategy. - World Meteorological organization bulletin, 44, 23-31.
- HAEBERLI, W. (1998): Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. - In: HAEBERLI, W., M. HOELZLE & S. SUTER (Hrsg.): Into the second century of world glacier monitoring - Prospects and strategies, UNESCO publishing, Paris, 35-51.
- HAEBERLI, W. & M. HOELZLE (1995): Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. - Annals of Glaciology, 21, 206-211.
- HAEBERLI, W., M. HOELZLE, S. SUTER & R. FRAUENFELDER (1998): Fluctuations of Glaciers 1990-1995. - IAHS(ICS)/UNEP/UNESCO.
- HAEBERLI, W., R. FRAUENFELDER, M. HOELZLE & M. MAISCH (1999): On rates and acceleration trends of global glacier mass changes. - Geografiska Annaler, 81 A, 585-591.
- HAEBERLI, W., J. CIHLAR & R. G. BARRY (2000): Glacier monitoring within the global climate observing system. - Annals-of-Glaciology, 31, 241-246.
- HAKE, G. & D. GRÜNREICH (1994): Kartographie. Berlin.
- HANNAH, D. M., A. M. GURNELL & G. R. MCGREGOR (2000): Spatio-temporal variation in microclimate, the surface energy balance and ablation over a cirque glacier. - International Journal of Climatology, 20, 733-758.
- HARANGOZO, S. A. (2000): A search for ENSO teleconnections in the West Antarctic Peninsula climate in austral winter. - International Journal of Climatology, 20, 663-679.
- HARDING, R. J., N. ENTRASSER, H. ESCHER-VETTER, A. JENKINS, G. KASER, M. KUHN, E. M. MORRIS & G. TANZER (1989): Energy and mass balance studies in the firn area of the Hintereisferner. - In: OERLEMANS, J. (Hrsg.): Glacier fluctuations and climatic change: Proceedings of the workshop on glacier fluctuations and climatic change, 01.-05.06.1987, Amsterdam, Glaciology and Quaternary Geology, Band 6, Kluwer Academic Publishers, 325-341.
- HARRISON, S. & V. WINCHESTER (2000): Nineteenth- and twentieth-century Glacier Fluctuations and Climatic Implications in the Acro and Colonia Valleys, Hielo Patagonico Norte, Chile. - Arctic, Antarctic and Alpine Research, 32, 55-63.
- HAY, J. E. (1988): A comparison of the energy-balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt. - Journal of Glaciology, 34, 145-153.
- HEINE, K. (1999): Der Kleine Süden Chiles - eine "klassische" Glaziallandschaft. Neue Feldforschungen und Ergebnisse zum Problem der interhemisphärischen Korrelation jungpleistozäer glazialer Ereignisse. - In: SCHÜBITZ, F & H. LIEBRICHT (Hrsg.): Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas, Bamberger Geographische Schriften, 19, Bamberg, 77-105.
- HERTEL, C. (2001): Natürliche Quecksilberanreicherungen in einem minerogenen Torfmoor aus Südpatagonien, Chile. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Umweltchemie, Universität Heidelberg, Heidelberg.
- HEUCKE, E. (1999): A light portable steam-driven ice drill suitable for drilling holes in ice and firn. - Geografiska Annaler, 81 A, 603-609.

- HEUSSER, C. J. (1991): Biogeographic evidence for Late Pleistocene paleoclimate of Chile. - *Bamberger Geographische Schriften*, 11, 257-270.
- HEUSSER, C. J. (1993): Late-Glacial of southern South America. - *Quaternary Science Reviews*, 12, 345-350.
- HEUSSER, C. J. (1997): Deglacial setting of the southern Andes following the last glacial maximum: a short review. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 25, 89-103.
- HEUSSER, C. J. (1998): Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55°S), Argentine Tierra del Fuego. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 277-301.
- HEUSSER, C. J. & J. RABASSA (1987): Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. - *Nature*, 328, 609-611.
- HEUSSER, C. J., L. E. HEUSSER & T. LOWELL (1999): Paleoeecology of the southern Chilean Lake Distrikt - Isla Grande de Chiloe - during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. - *Geografiska Annaler*, 81, 231-284.
- HEUSSER, C. J., L. E. HEUSSER, T. V. LOWELL, A. M. MOREIRA & S. M. MOREIRA (2000): Deglacial palaeoclimate at Puerto del Hambre, subantarctic Patagonia, Chile. - *Journal of Quaternary Science*, 15, 101-114.
- HILDEBRANDT, G. (1996): Fernerkundung und Luftbildmessung für Forstwirtschaft, Vegetationskartierung und Landschaftsökologie. Heidelberg.
- HINES, K. M. (2000): Artificial surface pressure trends in the NCEP-NCAR reanalysis over the southern ocean and Antarctica. - *Journal of Climate*, 13, 3940-3952.
- HOBBS, J. E., J. A. LINDESAY & H. A. BRIDGMAN (1998): Introduction: a southern hemisphere overview. - In: HOBBS, J. E., J. A. LINDESAY & H. A. BRIDGMAN (Hrsg.): *Climates of the southern continents*, John Wiley & Sons Ltd., New York.
- HOCK, R. (1999): A distributed temperature- index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. - *Journal of Glaciology*, 45, 101-112.
- HOCK, R. & B. HOLMGREN (1996): Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, Northern Sweden. - *Geografiska Annaler*, 78 A, 121-131.
- HOFFMANN, J. A. (1992): Das kontinentale Luftdruck- und Niederschlagsregime Südamerikas. - *Erdkunde*, 46, 40-51.
- HOFFMANN, J. A., S. E. NUNEZ & W. M. VARGAS (1997): Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. - *Meteorologische Zeitschrift*, 6, 3-11.
- HOGANSON, J. W. & A. C. ASHWORTH (1992): Fossil beetle evidence for climatic change 18,000-10,000 years b.p. in south-central Chile. - *Quaternary Research*, 37, 101-116.
- HOGG, I. G. G., J. G. PAREN & R. J. TIMMIS (1982): Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falkland Islands Dependencies. - *Journal of Glaciology*, 28, 221-238.
- HÖGSTRÖM, U. (1987): Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. - *Boundary-Layer Meteorology*, 42, 55-78.
- HÖHNE, W. (2000): Komponenten automatischer meteorologischer Meßsysteme. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Deutscher Wetterdienst Offenbach am Main.
- HOHNER, M. (2001): Tephrochronologie und quartärgeologische Aspekte in den südlichen Anden am Beispiel des Gran Campo Nevado Gebietes (Chile). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geologischen Institut, Universität Freiburg Freiburg.

- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 6, 37-90.
- HOLDGATE, M. W. (1961): Vegetation and Soils in the South Chilean Islands. - Journal of Ecology, 49, 559-580.
- HOLLIN, J. T. & D. H. SCHILLING (1981): Mountain glaciers and small ice caps. - In: DENTON, G. H. & T. J. HUGHES (Hrsg.): The last great ice sheets, John Wiley & Sons, New York, 179-206.
- HOLMLUND, P. & H. FUENZALIDA (1995): Anomalous glacier responses to 20th century climatic changes in Darwin Cordillera, southern Chile. - Journal of Glaciology, 41, 465-473.
- HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. van der LINDEN, X. DAI, K. MASKELL & C. A. JOHNSON (2001): Climate Change 2001: The scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- HOUSEAGO, R. E., G. R. MCGREGOR, J. C. KING & S. A. HARANGOZO (1998): Climate anomaly wave-train patterns linking southern low and high latitudes during south pacific warm and cold events. - International Journal of Climatology, 18, 1181-1193.
- HOUSEAGO-STOKES, R. E. & G. R. MCGREGOR (2000): Spatial and temporal patterns linking southern low and high latitudes during south Pacific warm and cold events. - International Journal of Climatology, 20, 793-801.
- HULTON, N., D. SUDGEN, A. PAYNE & C. M. CLAPPERTON (1994): Glacier modeling and the climate of Patagonia during the last glacial maximum. - Quaternary research, 42, 1-19.
- HULTON, N. R. J., R. S. PURVES, R. D. MCCULLOCH, D. E. SUGDEN & M. J. BENTLEY (2002): The last glacial maximum and deglaciation in southern South America. - Quaternary Science Reviews, 21, 233-241.
- HUPFER, P. & W. KUTTLER (1998): Witterung und Klima. B.G. Teubner-Verlag Stuttgart, Leipzig.
- HURRELL, J. W. & H. van LOON (1994): A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. - Tellus, 46A, 325-338.
- HURRELL, J. W., H. van LOON & D. J. SHEA (1998): The mean state of the troposphere. - In: KAROLY, D. J. & D. G. VINCENT (Hrsg.): Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteorological Monographs, Vol. 27, Nr. 49, American Meteorological Society, Boston, 1-46.
- HUTH, R. (1996): An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods. - International Journal of Climatology, 16, 893-922.
- IBARZABAL Y DONANGELO, T., J. NARUSE & R. HOFFMANN (1996): Recent climate changes in southern Patagonia. - Bulletin of Glacier Research, 14, 29-36.
- ICHIYANAGI, K., A. NUMAGUTI & K. KATO (2002): Interannual variation of stable isotopes in Antarctic precipitation in response to El Niño-Southern Oscillation. - Geophysical Research Letters, 22, 1-4.
- IRIONDO, M. H. (1999): Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere. - Quaternary International, 62, 11-19.
- JACOBSEN, K. (2000): Vom digitalen Bild bis zum Orthofoto auf dem Laptop. - Festschrift Wrobel, www.ipi.uni-hannover.de/html/publikationen/2000/, Zugriff: 01.09.2003, Hannover.
- JAMIESON, A. W. & A. C. WAGER (1983): Ice, water and energy balances of Spartan Glacier, Alexander Island. - British Antarctic Survey Bulletin, 52, 155-186.

- JENNY, B., B. L. VALERO-GARCÉS, R. VILLA-MARTÍEZ, R. URRUTIA, M. GEYH & H. VEIT (2002): Early to Mid-Holocene aridity in central Chile and the southern Westerlies: The Laguna Acuelo Record (34°S). - *Quaternary Research*, 58, 160-170.
- JÓHANNESSON, T., O. SIGURDSSON, T. LAUMANN & M. KENNETT (1995): Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. - *Journal of Glaciology*, 41, 345-358.
- JÓHANNESSON, T., C. RAYMOND & E. WADDINGTON (1989): Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. - *Journal of Glaciology*, 35, 355-369.
- JONES, D. A. & I. SIMMONDS (1994): A climatology of southern hemisphere anticyclones. - *Climate Dynamics*, 10, 333-348.
- JONES, P. D. & R. J. ALLAN (1998): Climatic change and long-term climatic variability. - In: KAROLY, D. J. & D. G. VINCENT (Hrsg.): *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Met. Monographs, Vol. 27, Nr. 49, Amer. Met. Soc., Boston, 337-363.
- JONES, P. D., S. C. B. RAPER & T. M. L. WIGLEY (1986): Southern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. - *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1213-1230.
- JONES, P. D., M. J. SALINGEN & A. B. MULLAN (1999): Extratropical circulation indices in the southern hemisphere based on station data. - *International Journal of Climatology* 19,, 1301-1317.
- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELOWSKI, J. WANG, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, R. JENNE & D. JOSEPH (1996): The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. - *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- KAROLY, D. J. (1989): Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. - *Journal of Climate*, 2, 1239-1252.
- KAROLY, D. J., P. HOPE & P. D. JONES (1996): Decadal variations of the southern hemisphere circulation. - *International Journal of Climatology*, 16, 723-738.
- KAROLY, D. J., D. G. VINCENT & J. M. SCHRAGE (1998): General circulation. - In: KAROLY, D. J. & D. G. VINCENT (Hrsg.): *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs, Vol. 27, Nr. 49, Amer. Met. Soc., Boston, 47-85.
- KASER, G., A. FOUNTAIN & P. JANSSON (2003): A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. Technical Documents in Hydrology, 59, UNESCO Paris.
- KEPPLER, F. & H. BIESTER (2003): Peatlands: A major sink of naturally formed organic chlorine. - *Chemosphere* 52, 451-453.
- KERR, A. & D. SUGDEN (1994): The sensitivity of the south chilean snowline to climatic change. - *Climatic Change*, 28, 255-272.
- KERSTEN, T. & M. MEISTER (1993): Großer Aletschgletscher - Photogrammetrische Auswertungen als Grundlage für glaziologische Untersuchungen. - *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik*, 2, 75-80.
- KEY, J. & R. G. CRANE (1986): A comparison of synoptic classification schemes based on 'objective' procedures. - *Journal of Climatology*, 6, 375-388.
- KHAIRULLIN, K., E. KITAIGORODSKAYA & G. SHCHUKIN (1994): Extreme precipitation in the northern hemisphere. - In: DESBOIS, M. & F. DESALMAND (Hrsg.): *Global precipitations and climate change*, NATO ASI Series I: Global environmental change, 26, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 151-160.
- KIDSON, J. W. (1999): Principal modes of southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. - *Journal of Climate*, 12, 2808-2831.

- KILADIS, G. N. & H. F. DIAZ (1989): Global climatic anomalies with extremes in the southern oscillation. - *Journal of Climate*, 2, 1069-1090.
- KILADIS, G. N. & C. M. KINGTSE (1998): Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. - In: KAROLY, D. J. & D. G. VINCENT (Hrsg.): *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Met. Monographs, Vol. 27, Nr. 49, Amer. Met. Soc., Boston, 307-335.
- KILIAN, R., H. BIESTER, J. MÜLLER, K. EUSTERHUES, G. CASASSA & C. SCHNEIDER (2000): Climatic and volcanic influences on the late pleistocene and holocene lacustrine sedimentation in the southernmost Andes. - In: SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA (Hrsg.): *IX Congreso Geológico Chileno*, 31.07-04.08.2000, Puerto Varas, Chile, Actas, 2, 35-39.
- KILIAN, R., M. FESQ-MARTIN, C. SCHNEIDER, H. BIESTER, G. CASASSA, M. AREVALO, G. WENDT & J. BEHRMANN (2003): Late glacial ice retreat in the southernmost Andes: sedimentological and palynological implications. - *10. Congreso Geológico Chileno*, 06.-10.10.2003, Concepción, Publikation auf CD, 5 S.
- KILIAN, R., M. HOHNER, H. BIESTER, H. J. WALLRABE-ADAMS & C. R. STERN (2003): Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53-55°S). - *Revista Geológica de Chile* 30, 49-64.
- KILIAN, R., G. WENDT, M. ARÉVALO, M. FESQ-MARTIN, C. SCHNEIDER, G. CASASSA & J. BEHRMANN (2003): New sedimentological and palynological implications on the late glacial to recent deglaciation of the southernmost Andes. - *Geophysical Research Abstracts*, European Geophysical Union, Joint Assembly, Nice, France, 7.-11. April 2003.
- KIRCHHOFFER, W. (1973): Classification of European 500mb Patterns. *Arbeitsbericht des Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, 43.
- KIRCHHOFFER, W. (1976): Stationsbezogene Wetterlagenklassifikation. *Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, 34.
- KISTLER, R., E. KALNAY, W. COLLINS, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, M. KANAMITSU, V. KOUSKY, V. D. H. DOOL, R. JENNE & M. FIORINO (2001): The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. - *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 247-268.
- KLOK, E. J. L. & J. OERLEMANS (2002): Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. - *Journal of Glaciology*, 48, 505-518.
- KLOK, E. J. & J. OERLEMANS (2003): Deriving historical equilibrium-line altitudes from a glacier length record by linear inverse modelling. - *The Holocene*, 13, 343-351.
- KOCH, J. (2000): Dendroecological transect studies across the southernmost Andes in Patagonia, Chile. Unveröffentlichte Magisterarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Freiburg.
- KOCH, J., M. STICKLING & R. KILIAN (2000): Glacier fluctuations during the Little Ice Age in the southernmost Andes, Chile (53°). - *Uni Stuttgart*, 17. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, 11.-13.10.2000, Stuttgart, Profil, 18, S. 50.
- KOCH, J. & R. KILIAN (2001): Dendroglaciological evidence of Little Ice Age glacier fluctuations at the Gran Campo Nevado, southernmost Chile. - In: DOBBERTIN, M. & O.U. BÄKER (Hrsg.): *Tree Rings and People*. International Conference on the Future of Dendrochronology. Davos, 22-26 September 2001. Abstracts, Swiss Federal Research Institute WSL, Birmensdorf, S. 174.
- KOCH, J. & R. KILIAN (2003): Little Ice Age glacier fluctuations at Gran Campo Nevado, southernmost Chile. - *Holocene*, in review.

- KONDO, J. & H. YAMAZAWA (1986): Bulk transfer coefficient over a snow surface. - *Boundary Layer Meteorology*, 34, 123-135.
- KONZELMANN, T. & R. J. BRAITHWAITE (1995): Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland. - *Journal of Glaciology*, 41, 174-182.
- KÖPPEN, W. & R. GEIGER (1928): Eräuterungen zur Ergänzungskarte der Erde. - In: HAACK, H. (Hrsg.): *Physikalischer Weltatlas, Eine Sammlung von Karten und Tafeln zur allgemeinen Erdkunde für den Unterricht*, Gotha.
- KRAUS, K. (1986): *Photogrammetrie, Band 1*. Dümmler Bonn.
- KRAUS, K. (1987): *Photogrammetrie, Band 2*. Dümmler Bonn.
- KREYSZIG, E. (1979): *Statistische Methoden und ihre Anwendungen*. 7. Aufl., Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- KUCHLING, H. (1988): *Taschenbuch der Physik*. 11. Aufl., Verlag Harri Deutsch Thun, Frankfurt.
- KUHN, M. (1979): On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. - *Journal of Glaciology*, 22, 263-272.
- KUHN, M. (1987): Micro-meteorological conditions for snow melt. - *Journal of Glaciology*, 33, 24-26.
- KUHN, M., E. DREISEITL, S. HIFINGER, G. MARKL, N. SPAN & G. KASER (1999): Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner. - *Geografiska Annaler*, 81 A, 659-671.
- KUSTAS, W. P., A. RANGO & R. UIJLENHOET (1994): A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. - *Water Resources Research*, 30, 1515-1527.
- KUYLENSTIERNA, J. L., G. C. ROSQVIST & P. HOLMLUND (1996): Late-Holocene glacier variations in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. - *The Holocene*, 6, 353-358.
- KWOK, R. & J. C. COMISO (2002): Southern ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. - *Journal of Climate*, 15, 487-501.
- LAMY, F., D. HEBBELN & G. WEFER (1999): High-Resolution Marine Record of Climatic Change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on Terrigenous Sediment Parameters. - *Quaternary Research*, 51, 83-93.
- LAMY, F., D. HEBBELN, U. RÖHL & G. WEFER (2001): Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. - *Earth and Planetary Science Letters*, 185, 369-382.
- LAMY, F., D. HEBBELN & G. WEFER (2000): Reconstructing latitudinal shifts of the southern Westerlies from marine sediment studies along the Chilean continental margin. - *Pages Newsletter*, 8 (2), 8-9.
- LAUER, W. & P. FRANKENBERG (1988): *Klimaklassifikation der Erde, Erläuterungen zur Klimakarte im Diercke-Atlas, Neubearbeitung 1988*. - *Geographische Rundschau*, 40, 55-59.
- LAUER, W. & M. D. RAFIQPOOR (2002): *Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf der Grundlage der ökophysiologischen Merkmale der Vegetation*. Franz Steiner Stuttgart.
- LAUMANN, T. & N. REEH (1993): Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. - *Journal of Glaciology*, 39, 656-665.
- LEDLEY, T. S. & Z. HUANG (1997): A possible ENSO signal in the Ross sea. - *Geophysical Research Letters*, 24, 3253-3256.

- LEIGHTON, R. M. (1994): Monthly anticyclonicity and cyclonicity in the southern hemisphere; averages for January, April, July, and October. - *International Journal of Climatology*, 14, 33-45.
- LETTAU, H. (1969): Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description. - *Journal of Applied Meteorology*, 8, 828-832.
- LILJEQUIST, G. H. & K. CEHAK (1974): *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg Braunschweig.
- LINACRE, E. (1992): *Climate data and resources*. Routledge London, New York.
- LINDER, W. (1994): Interpolation und Auswertung digitaler Geländemodelle mit Methoden der digitalen Bildverarbeitung. *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*, 198, Hannover.
- LINDER, W. (2001): *Handbuch zu LISA-FOTO, Version 2.2*, Geographisches Institut, Universität Düsseldorf, Düsseldorf.
- LISS, C.-Ch. (1979): Die Besiedlung und Landnutzung Ostpatagoniens unter besonderer Berücksichtigung der Schafestancien. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 73, Göttingen.
- LLIBOUTRY, L. (1956): *Nieves y glaciares de Chile*. Santiago de Chile.
- LLIBOUTRY, L. (1998): Glaciers of the wet Andes. - In: WILLIAMS, R.S. & J. FERRIGNO (Hrsg.): *Glaciers of South America*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1386-1, U.S.G.S., Washington, 1148-1206.
- LUND, I. A. (1963): Map pattern classification by statistical methods. - *Journal of Applied Meteorology*, 2, 56-65.
- MALE, D. H. & R. J. GRANGER (1981): Snow surface energy exchange. - *Water Resources Research*, 17, 609-627.
- MARANGUNIC, C. (1974): Los depositos glaciales de la Pampa Magallanica. - *Revista Geografica de Chile*, 22-23, 5-11.
- MARANGUNIC, C., C. PARRAGUEZ, L. STOWHAS, A. LUCCHINI & L. AVILA (1992): Informe preliminar de hidrologia. Unveröffentl. Gutachten Fa. Geoestudios Ltda. Santiago de Chile.
- MARDEN, C. J. (1997): Late-glacial fluctuations of South Patagonian icefield, Torres del Paine National Park, Southern Chile. - *Quaternary International*, 38/39, 61-68.
- MARKGRAF, V. (1991): Late Pleistocene environmental and climatic evolution in southern South America. - *Bamberger Geographische Schriften*, 11, 271-281.
- MARKGRAF, V. (1993a): Younger Dryas in southernmost south America - an update. - *Quaternary Science Reviews*, 12, 351-355.
- MARKGRAF, V. (1993b): Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102, 53-68.
- MARKGRAF, V. (1998): Past climates of South America. - In: HOBBS, J. E., J. A. LINDSAY & H. A. BRINDGMAN (Hrsg.): *Climates of the southern continents: Present, past and future*, John Wiley & Sons Ltd., New York, 249-264.
- MARKGRAF, V., J. R. DODSON, P. KERSHAW, M. S. MCGLONE & N. NICHOLLS (1992): Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. - *Climate Dynamics*, 6, 193-211.
- MARSHALL, G. J. (2002): Short communication. Analysis of recent circulation and thermal advection change in the Northern Antarctic Peninsula. - *International Journal of Climatology*, 22, 1557-1567.

- MARSHALL, G. J. (2002): Trends in Antarctic geopotential height and temperature: A comparison between radiosonde and NCEP-NCAR reanalysis data. - *Journal of Climate*, 15, 659-674.
- MARSHALL, G. J. & S. A. HARANGOZO (2000): An appraisal of NCEP/NCAR reanalysis MSLP data viability for climate studies in the South Pacific. - *Geophysical Research Letters*, 27, 3057-3060.
- MARSHALL, G. J., V. LAGUN & T. A. LACHLAN-COPE (2002): Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: A synthesis of observations and reanalysis data. - *International Journal of Climatology*, 22, 291-310.
- MARTINIC, M. (1997): Meeting of two cultures. Indians and colonists in the Magellan region. - In: MCEWAN, C., L. A. BORRERO & A. PRIETO (Hrsg.): *Patagonia. Natural history, prehistory and ethnography at the uttermost end of the Earth*, British Museum Press, London, 111-126.
- MARTINONI, D. & L. BERNHARD (1998): A Conceptual Framework for Reliable Digital Terrain Modelling. *Proceedings 8th Symposium on Spatial Data Handling*, 1998. Vancouver, 737-750.
- MATSUOKA, K. & R. NARUSE (1999): Mass balance features derived from a firn core at Hielo Patagonico Norte, South America. - *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 31, 333-340.
- MCCULLOCH, R. D., C. M. CLAPPERTON, J. RABASSA & A. P. CURRANT (1997): The natural setting. The glacial and post-glacial environmental history of Fuego-Patagonia. - In: MCEWAN, C., L. A. BORRERO & A. PRIETO (Hrsg.): *Patagonia. Natural history, prehistory and ethnography at the uttermost end of the Earth*, British Museum Press, London, 12-31.
- MCCULLOCH, R. D. & M. J. BENTLEY (1998): Late glacial ice advances in the strait of Magellan, southern Chile. - *Quaternary Science Reviews*, 17, 775-787.
- MCCULLOCH, R. D., M. J. BENTLEY, R. S. PURVES, N. R. J. HULTON, D. E. SUGDEN & C. M. CLAPPERTON (2000): Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. - *Journal of Quaternary Science*, 15, 409-417.
- MCCULLOCH, R. D., M. J. BENTLEY, PURVES R. S., N. R. J. HULTON, D. E. SUGDEN & C. M. CLAPPERTON (2001): Comment: Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. - *Journal of Quaternary Science*, 16, 291-294.
- MCCULLOCH, R. D. & S. J. DAVIES (2001): Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173, 143-173.
- MEEHL, G. A. (1991): A reexamination of the mechanism of the semiannual oscillation in the Southern Hemisphere. - *Journal of Climate*, 4, 911-926.
- MENA, F. (1997): Middle to late Holocene adaptations in Patagonia. - In: McEwan, C., L. A. Borrero & A. Prieto (Hrsg.): *Patagonia. Natural history, prehistory and ethnography at the uttermost end of the Earth*, British Museum Press, London, 47-59.
- MERCER, J. H. (1970): Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: II. - *American Journal of Science*, 269, 1-25.
- MERCER, J. H. (1976): Glacial history of southernmost South America. - *Quaternary Research*, 6, 125-166.
- MERCER, J. H. (1982): Holocene Glacier Variations in Southern South America. - *Holocene Glaciers*, 18, 35-40.

- MIKUS, W. (2000): Expansion der Hochseefischerei, "Blaue Revolution" und Umweltprobleme in Chile. - Zeitschrift für Wirtschaftsgeographie, 44, 19-31.
- MILLER, A. (1976): The climate of Chile. - In: SCHWERDTFEGGER, W. (Hrsg.): *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, 12, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 113-146.
- MINETTI, J. L. & E. M. SIERRA (1989): The influence of general circulation patterns on humid and dry years in the Cuyo Andean region of Argentina. - *International Journal of Climatology*, 9, 55-68.
- MO, K. C. (2000): Relationship between low-frequency variability in the southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. - *Journal of climate*, 13, 3599-3611.
- MO, K. C. & J. N. PAEGLE (2001): The Pacific-South American modes and their downstream effects. - *International Journal of Climatology*, 21, 1211-1229.
- MOORE, D. (1983): *Flora of Tierra del Fuego*. Anthony Nelson Oswestry.
- MOORE, D. & E. PISANO (1997): Biotic colonization of recently deglaciated areas in Fuego-Patagonia - phytogeographical considerations. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 25, 21-46.
- MOORE, R. D. (1983): On the use of bulk aerodynamic formulae over melting snow. - *Nordic Hydrology*, 14, 193-206.
- MOORE, R. D. & I. F. OWENS (1984): Controls on advective snowmelt in a maritime alpine basin. - *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 135-142.
- MORENO, P. I. (2002): Western Patagonia: A key area for understanding quaternary paleoclimate at southern mid-latitudes. - In: CASASSA, G., F. V. SEPULVEDA & R. M. SINCLAIR (Hrsg.): *The Patagonian icefields - A unique laboratory for environmental and climate change studies*, Elsevier Publishers, New York, 43-54.
- MORENO, P. I., G. L. JR. JACOBSON, T. V. LOWELL & G. H. DENTON (2001): Interhemispheric Climate Links Revealed from a Lateglacial Cooling Episode in Southern Chile. - *Nature*, 209, 804-808.
- MORRIS, E. M. (1991): Parameterization of turbulent transfers between glaciers and the atmosphere. - *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions (Proceedings of the International Symposium held at St. Petersburg, Sept. 1990)*, IAHS Publ., No. 208, 543-549.
- MORRIS, E. M. & D. G. VAUGHAN (2003): Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves. - *Antarctic Research Series*, in press.
- MÜHR, B. (2003): Klimadiagramme weltweit. - www.klimadiagramme.de, (Zugriff: 15.06.2003)
- MUNRO, D. S. (1989): Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: Comparison with eddy correlation. - *Journal of Glaciology*, 35, 343-348.
- MUNRO, D. S. (1991): A surface energy exchange model of glacier melt and net mass balance. - *International Journal of Climatology*, 11, 689-700.
- MUNRO, D. S. (1990): Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. - *Arctic and Alpine Research*, 22, 153-162.
- MUNRO, D. S. & J. A. DAVIES (1977): An experimental study of the glacier boundary layer over melting ice. - *Journal of Glaciology*, 18, 425-.
- NARUSE, R., M. ANIYA, P. SKVARCA & G. CASASSA (1995): Recent variations of claving glaciers in Patagonia, South America, revealed by ground surveys, satellite-data analyses and numerical experiments. - *Annals of Glaciology*, 21, 297-303.

- NARUSE, R., P. SKVARCA & Y. TAKEUCHI (1997): Thinning and retreat of Glaciar Upsala, and an estimate of annual ablation changes in southern Patagonia. - *Annals of Glaciology* 24, 38-42.
- OBERDORFER, E. (1960): Pflanzensoziologische Studien in Chile. Cramer Weinheim, .
- OERLEMANS, J. (1988): Simulation of historic glacier variations with a simple climate-glacier model. - *Journal of Glaciology*, 34, 333-341.
- OERLEMANS, J. (1992): Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. - *Journal of Glaciology*, 38, 223-232.
- OERLEMANS, J. (1991): A model for the surface balance of ice masses: part I. alpine glaciers. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 27, 63-83.
- OERLEMANS, J. (2000): Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland; energy and mass balance. - *Journal of Glaciology*, 46, 571-579.
- OERLEMANS, J. (2001): *Glaciers and climate change*. Balkema Publishers, Lisse, Tokyo.
- OERLEMANS, J. & J. P. F. FORTUIN (1992): Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. - *Science*, 258, 115-117.
- OERLEMANS, J. & B. K. REICHERT (2000): Relating glacier mass balance to meteorological data by using seasonal sensitivity characteristic. - *Journal of Glaciology*, 46, 1-6.
- OERLEMANS, J. & E. J. KLOK (2002): Energy balance of a glacier surface: Analysis of automatic weather station data from the Morteratschgletscher, Switzerland. - *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34, 477-485.
- OKE, T. R. (1970): Turbulent transport near the ground in stable conditions. - *Journal of Applied Meteorology*, 9, 778-786.
- PAEGLE, J. N. & K. C. MO (2002): Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. - *Journal of Climate*, 15, 1389-1407.
- PASKOFF, R. (1996): *Atlas de las formas de relieve de Chile*. Santiago de Chile.
- PATERSON, W. S. B. (1994): *The physics of glaciers*. 3rd Edition, Elsevier, Kidlington, NewYork.
- PENDALL, E., V. MARKGRAF, J. W. C. WHITE, M. DREIER & R. KENNY (2001): Multiproxy record of Late Pleistocene-Holocene climate and vegetation changes from a Peat Bog in Patagonia. - *Quaternary Research*, 55, 168-178.
- PETERLE, J. (1985): Kartenfortführung mit Hilfe digitaler Orthophotos und Methoden der digitalen Bildverarbeitung. - In: BÄHR, H. P. (Hrsg.): *Digitale Bildverarbeitung: Anwendung in Photogrammetrie und Fernerkundung*. Wichmann, Karlsruhe, 97-122.
- PETERSON, R. G. & W. B. WHITE (1998): Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Niño-Southern Oscillation. - *Journal of Geophysical Research*, 103, 24,573-24,583.
- PEZZI, L. P. & I. F. A. CAVALCANTI (2001): The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. - *Climate Dynamics*, 17, 205-212.
- PHILANDER, S. G. H. (1990): *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press San Diego.
- PISANO, E. (1978): Establecimiento de *Nothofagus Betuloides* (Mirb.) Blume, (Coingue de Magallanes) en un valle en proceso de desglaciacion. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 9, 107-128.

- PISANO, E. (1981): Bosquejo fitogeografico de Fuego-Patagonia. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 12, 159-171.
- PISANO, E. (1989): Sectorizacion fitogeografica del Archipelago sud Patagonico-Fueguino. III: Relaciones floristicas. - *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 19, 5-16.
- PISANO, E. (1991): Sectorizacion fitogeografica del archipelago sud Patagonico-Fueguino, IV: Afinidades floristicas y fitogeograficas entre 30 localidades. - *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 20, 7-34.
- PISANO, E. (1994): Sectorizacion fitogeografica del archipelago sud Patagonico-Fueguino. V: Sintaxonomia y distribucion de las unidades de vegetacion vascular. - *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 21, 5-33.
- PISANO, E. (1997): Los bosques de Patagonia Austral y Tierra del Fuego Chilenas. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 25, 9-19.
- PISANO, E. & C. C. VENEGAS (1983): The Magellanic Tundra complex. - In: GORE, A. J. P. (Hrsg.): *Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor - Regional studies, Ecosystems of the world*, 4B, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York, 295-329.
- PISCIOTTANO, G., A. DIAZ, G. CAZES & C. R. MECHOSO (1994): El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. - *Journal of Climate*, 7, 1286-1302.
- PITTOCK, A. B. (1980a): Patterns of climatic variation in Argentina and Chile - II. Temperature, 1931-60. - *Monthly Weather Review*, 18, 1362-1369.
- PITTOCK, A. B. (1980b): Patterns of climatic variation in Argentina and Chile - I. Precipitation, 1931-60. - *Monthly Weather Review*, 18, 1347-1361.
- PITTOCK, A. B. (1984): On the reality, stability and usefulness of Southern Hemisphere teleconnections. - *Australian Meteorological Magazine*, 32, 75-82.
- PITTOCK, A. B., L.A. FRANKS, D. JENSSON, J. A. PETERSON & J. W. ZILLMANN (1978): *Climatic change and variability - a southern perspective*. Cambridge University Press Cambridge.
- POGGI, A. (1977): Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kerguelen Islands). - *Journal of Applied Meteorology*, 16, 48-55.
- PORTER, S. C., C. M. CLAPPERTON & D. E. SUGDEN (1992): Chronology and dynamics of deglaciation along and near the Strait of Magellan, southernmost South America. - *Sveriges Geologiska Undersökning*, 81, 233-239.
- PORTER, S. C. (2000): Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. - *Journal of Quaternary Science*, 15, 395-408.
- PREISENDORFER, R. W. (1988): *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. - *Developments in Atmospheric Science*, 17, Elsevier Amsterdam.
- PRIETO, X. (1998): Reconocimiento del cuaternario entre Punto Arenas y Rio Chabunco, Estrecho de Magallanes, Chile. - *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 18, 44-49.
- PRIETO, X. & M. WINSLOW (1994): El cuaternario del Estrecho de Magallanes I: Sector Punta Arenas - Primera Angostura. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 21, 85-95.
- PROHASKA, F. (1976): The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. - In: SCHWERDTFEGGER, W. (Hrsg.): *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, 12, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 13-112.
- PRZYBILLA, H. J. (2001): *Skriptum Photogrammetrie*, Uni GH Essen. Essen.

- PURVES, R. S. & N. R. J. HULTON (2000): Experiments in linking regional climate, ice-sheet models and topography. - *Journal of Quaternary Science*, 15, 369-375.
- RABASSA, J. & C. M. CLAPPERTON (1990): Quaternary glaciations of the southern Andes. - *Quaternary Science Reviews*, 9, 153-174.
- RANGO, A. & J. MARTINEC (1995): Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. - *Water Resources Bulletin*, 31, 657-669.
- RAPER, S. C. B., O. BROWN & R. J. BRAITHWAITE (2000): A geometric glacier model for sea-level change calculations. - *Journal of Glaciology*, 46, 357-368.
- RASMUSSEN, E. M. & T. H. CARPENTER (1982): Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Niño. - *Monthly weather review*, 110, 354-384.
- RAUP, B. H., H. H. KIEFFER, T. M. HARE & J. S. KARGEL (2000): Generation of data acquisition requests for the ASTER satellite instrument for monitoring a globally distributed target: glaciers. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 1105-1112.
- RENWICK, J. A. (1998): ENSO- related variability in the frequency of south pacific blocking. - *Monthly Weather Review*, 126, 3117-3123.
- RENWICK, J. A. (2002): Southern Hemisphere circulation and relations with sea ice and sea surface temperature. - *Journal of Climate*, 15, 3058-3068.
- RENWICK, J. A. & M. J. REVELL (1999): Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. - *Monthly Weather Review*, 127, 2233-2247.
- RICHARDSON, S. J., F. V. BROCK, S. R. SEMMER & C. JIRAK (1999): Minimizing Errors Associated with Multiplate Radiation Shields. - *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 1862-1872.
- RICHMAN, M. (1986): Rotation of Principal components. Review Article. - *Journal of Climatology*, 6, 293-335.
- RICKENBACHER, M. (1998): Die digitale Modellierung des Hochgebirges im DHM25 des Bundesamtes für Landestopographie. - In: KRIZ, K. (Hrsg.) *Hochgebirgskartographie/Silvretta '98*, Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, 11, Wien, 49-55.
- RIVERA, A., LANGE H., J. CARLOS & G. CASASSA (1997): The 20th-century advance of Glacier Pio XI, Chilean Patagonia. - *Annals of Glaciology*, 24, 66-71.
- RIVERA, A., J. CARLOS & G. CASASSA (1997): Recent fluctuations of glacier Pío XI, Patagonia: Discussion of a glacial surge hypothesis. - *Mountain Research and Development*, 17, 309-322.
- RIVERA, A., H. LANGE, J. ARAVENA & G. CASASSA (1997): The 20th century advance of glacier Pio XI, Southern Patagonia Icefield. - *Annals of Glaciology*, 24, 66-71.
- RIVERA, A. & G. CASASSA (1999): Volume changes on Pio XI glacier, Patagonia: 1975-1995. - *Global and Planetary Change*, 22, 233-244.
- RIVERA, A. & G. CASASSA (2002): Ice thickness measurements on the southern Patagonia icefield. - In: CASASSA, G., F. SEPULVEDA & R. SINCLAIR (Hrsg.): *The Patagonian icefields: A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*, Kluwer Academic Publishers, New York, 15.
- RIVERA, A., C. ACUÑA, G. CASASSA & F. BROWN (2002): Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. - *Annals of Glaciology*, 34, 367-372.

- ROPELEWSKI, C. F. & M. S. HALPERT (1987): Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/ southern oscillation. - *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- ROPELEWSKI, C. F. & M. S. HALPERT (1989): Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. - *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- ROSENBLÜTH, B. & H. FUENZALIDA (1991): Recent Temperature Variations in Austral South America. - 2nd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 1006-1010.
- ROSENBLÜTH, B., G. CASASSA & H. FUENZALIDA (1995): Recent climatic changes in western Patagonia. - *Bulletin of Glacier Research*, 13, 127-132.
- ROSENBLÜTH, B., H. FUENZALIDA & P. ACEITUNO (1997): Recent temperature variations in southern South America. - *International Journal of Climatology*, 17, 67-85.
- RUDOLF, B. & J. RAPP (2003): The century flood of the river Elbe in August 2002: Synoptic weather development and climatological aspects. - *Quarterly Report of the German NWP-System of the Deutscher Wetterdienst*, 2, Offenbach/Main, 8-23.
- RUMNEY, G. R. (1968): *Climatology and the world's climates*. The Macmillan Company New York.
- RUTLLANT, J. & H. FUENZALIDA (1991): Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation. - *International Journal of Climatology*, 11, 63-76.
- SANTANA, A. (1984): Variacion de las precipitaciones de 97 años en Punta Arenas como indice de posibles cambios climaticos. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 15, 51-60.
- SANTANA, A. (1999): Resumen meteorologico año 1998 estacion "Jorge C. Scheythe" (53°08' S; 70°53' W; 6 m s.n.m.). - *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 27, 117-124.
- SANTANA, A., N. BUTOROVIC, T. C. ARNALDO, C. SCHNEIDER & C. PORTER (2003): Tendencias termicas en Punta Arenas durante el ultimo siglo. Conference on Global Change: Toward a Systematic View, Punta Arenas, Chile, 23.-25.01.2003.
- SATYAMURTY, P., C. A. NOBRE & P. L. SILVA DIAS (1998): South America. - In: KAROLY, D. J. & D. G. VINCENT (Hrsg.): *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs, Vol. 27, Nr. 49, Amer. Met. Soc., Boston, 119-138.
- SHELLMANN, G. (1998): Jungkanäozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergeltscherung, Talentwicklung und marine Terrassen. Essener Geographische Arbeiten, Klartext Essen.
- SHELLMANN, G. (2003): Südpatagonien. Gletschergeschichte in einem Trockengebiet der südhemisphärischen Mittelbreiten. - *Geographische Rundschau*, 55, 22-27.
- SCHMIDTHÜSEN, J. (1955): Die Grenzen der chilenischen Vegetationsgebiete. - Tagungsbericht und wiss. Abh. Deutscher Geographentag in Essen, Franz Steiner Verlag, Wiesbaden, 101-108.
- SCHMIDTHÜSEN, J. (1957): Probleme der Vegetationsgeographie. - Deutscher Geographentag Würzburg, 29. 07. - 05.08.1957. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Franz Steiner Verlag, Wiesbaden, 72-84.
- SCHNEIDER, B. (1998): Geomorphologisch plausible Rekonstruktion der digitalen Repräsentation von Geländeoberflächen aus Höhenliniendaten. Geographisches Institut, Universität Zürich, Geoprocessing Series, Vol. 35, Zürich.

- SCHNEIDER, C. (1998): Zur raumzeitlichen Differenzierung der Energiebilanz und des Zustandes der Schneedecke auf zwei Gletschern der Marguerite Bay, Antarktische Halbinsel - Aspekte des Klimas und des Klimawandels. - Freiburger Geographische Hefte, 56, Freiburg.
- SCHNEIDER, C. (1999): Energy balance estimates during the summer season of glaciers of the Antarctic Peninsula. - *Global and Planetary Change*, 22, 117-130.
- SCHNEIDER, C., M. GLASER, R. KILIAN, A. SANTANA, N. BUTOROVIC & G. CASASSA (2003): Weather observations across the Southern Andes at 53°S. - *Physical Geography* 24, 97-119.
- SCHNEIDER, H. J. (1962): Die Gletschertypen: Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. - In: MEYNEN, E. (Hrsg.): *Geographisches Taschenbuch und Jahresweiser für Landeskunde 1962/63*, Franz Steiner Verlag, Wiesbaden, 276-283.
- SCHNIRCH, M. (2002): Ableitung eines digitalen Geländemodells mit Hilfe photogrammetrischer Verfahren zur Erstellung eines Gletscherinventars des Gran Campo Nevado, Chile. Unveröffentlichte Magisterarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Freiburg.
- SCHÖNWIESE, C. D. (1994): *Klimatologie*. Eugen Ulmer Verlag Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C. D. (2000): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 3. Aufl., Gebrüder Borntraeger Berlin, Stuttgart.
- SCHWEINFURTH, G. (1985): Vom digitalen Orthophoto zur Orthophotokarte. - In: BÄHR, H. P. (Hrsg.): *Digitale Bildverarbeitung: Anwendung in Photogrammetrie und Fernerkundung*. Wichmann Verlag, Karlsruhe, 123-140.
- SCHWERDTFEGER, W. (1976): Introduction. - In: SCHWERDTFEGER, W. (Hrsg.): *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, Vol. 12, Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- SCHWIEDEFSKY, K. & F. ACKERMANN (1976): *Photogrammetrie*. Stuttgart.
- SELL, J. & J. SELL (1996): Restholzverwertung - eine Herausforderung für Chiles Forst- und Holzwirtschaft. *Berichte der Eidgenössischen Materialprüfungs- und Forschungsanstalt*, 115/34, Dübendorf.
- SELLERS, W. D. (1974): *Physical climatology*. 5. Aufl., University of Chicago Press, Chicago.
- SEUFFERT, O. (2002): Der Reifall mit dem "Rainfall" - Das Ende einer wissenschaftlichen Weltanschauung? - *Geoöko*, 23, 1-60.
- SEVRUK, B. (1982): Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. *Operational Hydrology Report*, 21, WMO, Genf.
- SIMMONDS, I. & T. H. JACKA (1995): Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the southern oscillation. - *Journal of Climate*, 8, 637-647.
- SIMMONDS, I. & D. A. JONES (1998): The mean structure and temporal variability of the semiannual oscillation in the southern extratropics. - *International Journal of Climatology*, 18, 473-504.
- SIMMONDS, I. & K. KEAY (2000): Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior, 1958-97. - *Journal of Climate*, 13, 550-561.
- SINCLAIR, M. R. (1996): A climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. - *Monthly Weather Review*, 124, 245-263.
- SKVARCA, P. & H. DE ANGELIS (2002): First cloud-free Landsat TM image mosaic of Hielo Patagonice Sur, southwestern Patagonia, south America. - *Dirección Nacional Del Antártico*, 535, 1-7.

- SMEETS, C. J., P. G. DUYNKERKE & H. F. VUGTS (1999): Observed wind profiles and turbulence fluxes over an ice surface with changing surface roughness. - *Boundary-Layer Meteorology*, 92, 101-123.
- SMITH, S. R. & C. R. STEARNS (1993): Antarctic Climate anomalies surrounding the minimum in the southern oscillation index. - In: BROMWICH, D. H. & C. R. STEARNS (Hrsg.): *Antarctic Meteorology and climatology: Studies based on automatic weather stations, Antarctic Research Series*, 61, American Geophysical Union, Washington, D. C., 149-173.
- STICKLING, M. (2002): Kartierung von Waldgesellschaften am Gran Campo Nevado, Patagonien. Unveröffentlichte Magisterarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Freiburg.
- STICKLING, M., J. KOCH, C. SCHNEIDER & R. GLAWION (2000): Forest succession in a glacier forefield of the southernmost Andes, Chile. - Universität Stuttgart, 17. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, 11.-13.10.2000, Stuttgart, Profil, 18, S. 58.
- STOCKER, T. F., G. K. C. CLARKE, H. Le TREUT, R. S. LINDZEN, V. P. MELESHKO, R. K. MUGARA, T. N. PALMER, R. T. PIERREHUMBERT, P. J. SELLERS, K. E. TRENBERTH & J. WILLEBRAND (2001): Physical climate processes and Feedbacks. - In: HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL & C. A. JOHNSON (Hrsg.): *Climate Change 2001: The scientific Basis*, Cambridge University Press, New York, 417-470.
- STRETEN, N. A. (1975): Satellite derived interferences to some characteristics of the south pacific atmospheric circulation associated with the niño event of 1972-73. - *Monthly Weather Review*, 103, 989-995.
- STRETEN, N. A. (1980): Some synoptic indices of the Southern Hemisphere mean sea level circulation 1972-77. - *Monthly Weather Review*, 108, 18-36.
- STRETEN, N. A. & G. WENDLER (1968): The midsummer heat balance of an Alaskan maritime glacier. - *Journal of Glaciology*, 7, 431-440.
- STURMAN, A. P. (1979): Aspects of the synoptic climatology of southern South America and the Antarctic Peninsula. - *Weather*, 34, 210-223.
- SUGDEN, D. E., R. D. MCCULLOCH, M. J. BENTLEY, N. R. J. HULTON & R. S. PURVES (2000): Glacier advance in southernmost South America coinciding with the Antarctic Cold Reversal: support for the polar seesaw. - American Geophysical Union 2000 Fall Meeting, San Francisco, Poster presentation only.
- THOMPSON, D. W. J. & S. SOLOMON (2002): Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. - *Science*, 296, 895-899.
- TIMMERMANN, A., J. OBERHUBER, A. BACHER, M. ESCH, M. LATIF & E. ROECKER (1999): Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. - *Nature*, 398, 694-697.
- TRABANT, D. C. & R. S. MARCH (1999): Mass-balance measurements in Alaska and suggestions for simplified observation programs. - *Geografiska Annaler*, 81 A, 777-789.
- TRENBERTH, K. E. (1981): Interannual variability of the Southern Hemisphere 500 mb flow: regional characteristics. - *Monthly Weather Review*, 109, 127-136.
- TRENBERTH, K. E. (1984): Signal versus noise in the Southern Oscillation. - *Monthly Weather Review*, 112, 326-332.
- TRENBERTH, K. E. (1997): The definition of El Niño. - *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777.

- TRENBERTH, K. E. & K. C. MO (1985): Blocking in the southern hemisphere . - Monthly Weather Review, 113, 3-21.
- TRENBERTH, K. E. & J. W. HURRELL (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. - Climate Dynamics, 9, 303-319.
- TRENBERTH, K. E. & T. J. HOAR (1996): The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record. - Geophysical Research Letters, 23, 57-60.
- TRENBERTH, K. E. & T. J. HOAR (1997): El Niño and climate change. - Geophysical Research Letters, 24, 3057-3060.
- TRENBERTH, K. E. & J. M. CARON (2000): The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. - Journal of Climate, 13, 4358-4365.
- TRENBERTH, K. E. & D. P. STEPANIAK (2001): Letters. Indices of El Niño Evolution. - Journal of Climate, 14, 1697-1701.
- TREWARTHA, G. T. (1981): The earth's problem climates. The University of Wisconsin Press Madison.
- TROLL, C. (1963): Jahreszeitenklimate der Erde - der jahreszeitliche Ablauf des Naturgeschehens in den verschiedenen Klimagürteln der Erde. - In: RODENWALDT, E. & H. J. JUSTATZ (Hrsg.) Weltkarten zur Klimakunde, Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg. 7-28.
- TUHKANEN, S., Hyvönen, J. KUOKKA, S. STENROOS & J. NIEMELÄ (1990): Tierra Del Fuego as a Target for Biogeographical Research in the Past and Present. - Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 12 (2), 5-107.
- UNGERSBÖCK, M., F. RUBEL, T. FUCHS & B. RUDOLF (2001): Bias correction of global daily rain gauge measurements. - Physics and Chemistry of the Earth, 26, 411-414.
- VAN DE WAL, R. S. W. & A. J. RUSSELL (1994): A comparison of energy balance calculations, measured ablation and meltwater runoff near Sondre Stromfjord, West Greenland. - Global and Planetary Change, 9, 29-38.
- VAN LOON, H. (1967): The half-yearly oscillations in middles and high southern latitudes and the coreless winter. - Journal of the Atmospheric Sciences, 24, 472-486.
- VEIT, H. (1996): Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, northern Chile (27-33°S). - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 123, 107-119.
- VILLALBA, R., J. A. BONINSEGNA, S. DELGADO & A. LARA (2003): Dendroclimatic research in the South American sector of the Southern Ocean: indicators of atmosphere-ocean climate variability. <http://www.utexas.edu/cola/lilas/centers/publications/visitingpapers/-villalba.html>, Zugriff am 09.11.2003.
- VILLALBA, R., A. LARA, J. A. BONINSEGNA, M. MASIOKAS, S. DELGADO, J. C. ARAVENA, F. A. ROIG, A. SCHMELTER, A. WOŁODARSKY & A. RIPALTA (2003): Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. - Climatic Change, 59, 177-232.
- VOWINCKEL, E. (1953): Zyklonenbahnen und zyklogenetische Gebiete der Südhalbkugel. - Notos, 2, 28-39.
- WALSH, K. J. (1994): On the influence of the Andes on the general circulation of of Southern Hemisphere . - Journal of Climate, 7, 1019-1025.
- WALSH, K. J. & R. S. CERVENY (1990): Thermal patterns of pacific South America associated with El Niño/Southern Oscillation. - International Journal of Climatology, 10, 451-457.
- WANG, B. (1995): Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. - Journal of Climate, 8, 267-285.

- WARREN, C. & M. ANIYA (1999): The calving glaciers of southern South America. - *Global and Planetary Change*, 22, 59-77.
- WAYLEN, P., R. COMPAGNUCCI & R. M. CAFFERA (2000): Interannual and interdecadal variability in stream flow from the Argentine Andes. - *Physical Geography*, 21, 452-465.
- WEIMANN, G. (1984): Geometrische Grundlagen der Luftbildinterpretation - Einfachverfahren der Luftbildauswertung. Wichmann Karlsruhe.
- WEISCHET, W. (1957): Ultima Esperanza. - *Die Erde*, 88, 128-138.
- WEISCHET, W. (1968): Die thermische Ungunst der südhemisphärischen hohen Mittelbreiten im Sommer im Lichte neuer dynamisch-klimatologischer Untersuchungen. - *Regio Basiliensis*, 9, 170-189.
- WEISCHET, W. (1970): Chile. Seine länderkundliche Individualität und Struktur. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- WEISCHET, W. (1985): Climatic constraints for the development of the far south of Latin America. - *GeoJournal*, 11, 79-87.
- WEISCHET, W. (1995): Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Teubner Studienbücher der Geographie, 6. Aufl., Teubner Verlag, Stuttgart.
- WEISCHET, W. (1996): Regionale Klimatologie Teil 1 - Die Neue Welt. Teubner Studienbücher der Geographie, Teubner Verlag, Stuttgart.
- WENZENS, G. (1999): Fluctuations of outlet and valley glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the Past 13,000 years. - *Quaternary Research*, 51, 238-247.
- WENZENS, G. (2000): Pliocene Piedmont Glaciation in the Rio Shehuen Valley, Southeast Patagonia, Argentina. - *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 32, 46-54.
- WHITE, W. B. & R. PETERSON (1996): An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. - *Nature*, 380, 699-702.
- WIESEL, J. (1985): Herstellung digitaler Orthophotos. - In: BÄHR, H. P. (Hrsg.): Digitale Bildverarbeitung: Anwendung in Photogrammetrie und Fernerkundung. Wichmann, Karlsruhe, 73-96.
- WIESEL, J. (1991): Digitale Orthophototechnik. - In: BÄHR, H. P. & T. VÖGTLE (Hrsg.): Digitale Bildverarbeitung: Anwendung in Photogrammetrie, Kartographie und Fernerkundung., Wichmann, Karlsruhe, 137-144.
- WIGLEY, T. M. L. & S. C. B. RAPER (1995): A heuristic model for sea level rise due to the melting of small glaciers. - *Geophysical Research Letters*, 22, 2749-2752.
- WILLIS, I. C., N. S. ARNOLD & B. W. BROCK (2002): Effect of snowpack removal on energy balance, melt and runoff in a small supraglacial catchment. - *Hydrological Processes*, 16, 2721-2749.
- WINCHESTER, V. & S. HARRISON (1996): Recent oscillations of the San Quitin and San Rafael glaciers, Patagonian Chile. - *Geografiska Annaler*, 78, 35-49.
- WOOD, L., K. ANUTHA & A. PESCHKEN (1990): Aquaculture: Marine farming of atlantic salmon. - *Geography*, 75, 211-221.
- WROBEL, B., H. WALTER, M. FRIEHL, U. HOPPE, M. SCHLÜTER & D. STEINECK (2000): A Topographical Data Set of the Glacier Region at San Martin, Marguerite Bay, Antarctic Peninsula, generated by Digital Photogrammetry. - *Polarforschung*, 67, 53-63.
- WYRWOLL, K. H., D. BUWEN & P. VALDES (2000): On the position of southern hemisphere westerlies at the Last Glacial Maximum: an outline of AGCM simulation results and evaluation of their implications. - *Quaternary Science Reviews*, 19, 881-898.

- YANG, D., B. E. METCALFE, J. R. GOODISON, P. LOUIE, G. LEAVESLEY, D. EMERSON, C. L. HANSON, V. S. GOLUBEV, E. ELOMAA, T. GUNTHER, T. PANGBURN, E. KANG & J. MILKOVIC (1999): Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauges. - *Water Resources Research*, 35, 491-508.
- YARNAL, B. (1993): Synoptic climatology in environmental analysis. A primer. Studies in Climatology series. Belhaven Press London.
- YONGJIAN, D., L. SHIYIN, Y. BAISHENG & Z. WENJUAN (1999): Variations of glacier mass balance and their climatic implications over the Northern Hemisphere during the past 40 years. - *Implications Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases*, 256, 173-179.
- YOUNG, S. B. (1972): Subarctic rain forest of Magellanic Chile: Distribution, Composition, and age and growth rate studies of common forest tree. - *Antarctic Research Series*, 20, 307-322.
- YUAN, X., M. A. CANE & D. G. MARTINSON (1996): Cycling around the south pole. - *Nature*, 380, 673-674.
- YUAN, X. & D. G. MARTINSON (2000): Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. - *Journal of Climate*, 13, 1697-1717.
- ZAMORA, E. & A. SANTANA (1979a): Oscilaciones y tendencias termicas en Punta Arenas entre 1888 y 1979. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 10, 145-154.
- ZAMORA, E. & A. SANTANA (1979b): Caracteristicas climaticas de la costa occidental de la Patagonia entre las latitudes 46°40' y 56°30'. - *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 10, 109-143.
- ZEIL, W. (1964): Geologie von Chile. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- ZHOU, J. & K. M. LAU (2001): Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. - *International Journal of Climatology*, 21, 1623-1644.
- ZHU, H., J. R. EASTMAN & K. SCHNEIDER (1999): Constrained Delaunay Triangulation and TIN Optimization Using Contour Data. Proceedings, Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Vancouver BC, Canada, March 1-3, 1999, II-373 - II-380.