

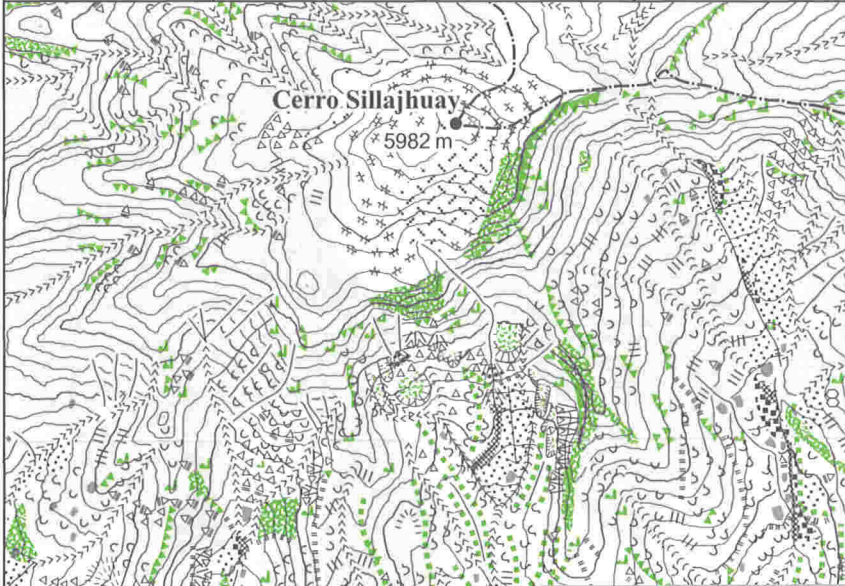
Erlanger Geographische Arbeiten

Herausgegeben vom Vorstand der Fränkischen Geographischen Gesellschaft

Sonderband 28

Tobias Bolch und
Hilmar Schröder

Geomorphologische Kartierung und Diver-
sitätsbestimmung der Periglazialformen am
Cerro Sillajhuay (Chile / Bolivien)

				Erlangen 2001 Selbstverlag der Fränkischen Geographischen Gesellschaft
				
				in Kommission bei



Tobias Bolch und Hilmar Schröder

Geomorphologische Kartierung und Diversitätsbestimmung der
Periglazialformen am Cerro Sillajhuay (Chile/Bolivien)

ERLANGER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Herausgegeben vom
Vorstand der Fränkischen Geographischen Gesellschaft

Sonderband 28

Tobias Bolch und Hilmar Schröder

**Geomorphologische Kartierung
und Diversitätsbestimmung der Periglazialformen
am Cerro Sillajhuay (Chile/Bolivien)**

Mit 79 Abbildungen, 13 Tabellen und 1 Kartenbeilage

Erlangen 2000

Selbstverlag der Fränkischen Geographischen Gesellschaft
in Kommission bei Palm & Enke

ISSN 0170-5180

ISBN 3-920405-88-9

Herausgegeben von Horst Kopp
im Auftrag des Vorstandes der FGG
Schriftleitung: Hilmar Schröder
Satz: Marion Schwarz
Redaktion: Christl Hauck
Umschlagentwurf: Rudolf Rössler

Vorwort

Während eines Geländeaufenthaltes im März/April 1998 sind die frostbedingten Oberflächenformen und die gesteinsbedingten Differenzierungen des Periglazials sowie der glaziale Formenschatz des Cerro Sillajhuay (auch Cerro Alto Toroni genannt) untersucht und kartiert worden. Die Arbeiten waren Teil des von der DFG geförderten Forschungsprojektes „Vergleichende Periglazialmorphologie der Atacama“. In Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Computergraphik der FAU Erlangen-Nürnberg konnte der Cerro Sillajhuay anschließend dreidimensional visualisiert und dadurch aus verschiedenen Perspektiven eingehend betrachtet werden. Diese Veranschaulichung erleichtert es dem Nutzer, Zusammenhänge zu verstehen und zu interpretieren. Durch die in den letzten Jahren sich entwickelnden Geoinformationssysteme (GIS) hat sich ein weiterer Anwendungsbereich für digitale Geländemodelle (DGM) und daraus abgeleitete digitale Reliefmodelle ergeben. Für die geomorphologische Interpretation sind flächendeckende Datendarstellung von Reliefparametern wie Hangneigung, Exposition, Wölbung von entscheidender Bedeutung (vgl. u.a. WIESER 1997, LINDER 1996, FRIEDRICH 1993, BÖHNER & PÖRTGE 1992). Hierbei kann man mittels geeigneter Programme bestimmte Korrelationen, z.B. zwischen Exposition und Oberflächenformung erkennen, bzw. berechnen. Anhand dieser Methodik sind die Häufigkeitsverteilungen und morphologischen Abhängigkeiten der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay unter Berücksichtigung des besonders starken Einflusses der Strahlung quantifiziert worden.

Neben der Präsentation der gewonnenen Ergebnisse ist es auch das Ziel dieser Veröffentlichung, die Methodik der Untersuchung aufzuzeigen, die so nicht nur in der Geomorphologie angewandt werden kann, sondern in ähnlicher Weise auf viele andere Bereiche übertragbar ist. Nicht zuletzt soll sie als Anstoß dienen, die Zusammenarbeit mit der Informatik zu verbessern, denn durch die 3D-Visualisierung und die Computeranalyse können Zusammenhänge besser erkannt und verschiedene Berechnungen erheblich erleichtert werden.

Für die tatkräftige Mithilfe während des Geländeaufenthaltes und bei der Erstellung des Forschungsberichtes bedanken wir uns bei Gunter Kröber, ohne dessen Einsatz die Datenerhebung nicht so erfolgreich gelungen wäre. Danken möchten wir weiterhin Rolf Kastner für die vielen Tipps zur Erstellung des digitalen Höhenmodelles. Und nicht zuletzt schulden wir Dank an Prof. Dr. Thomas Ertl, der die Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Computergraphik ermöglichte und an Dipl.-Inf. Stefan Röttger, der sein geschriebenes Programm „GOLD“ zum interaktiven Betrachten von Geländemodellen zur Verfügung stellte.

Den Herausgebern der Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft danken wir für die Aufnahme dieser Arbeit in Ihre Schriftenreihe und Frau Christl Hauck für das Korrekturlesen. Für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Englische bzw. Spanische sei Herrn Stefan Köstenberger und Frau Michaela Block herzlich gedankt.



Inhaltsverzeichnis

1 Allgemeines und Methodik	1
1.1 Stand der Forschung und Zielstellungen	1
1.2 Einflussfaktoren frostbedingter Oberflächenformung	4
1.3 Das Untersuchungsgebiet	6
1.4 Methodische Vorgehensweise	9
1.4.1 Geomorphologische Kartierung und Temperaturmessungen	9
1.4.2 Erstellung des interaktiven digitalen Geländemodelles	9
1.4.3 Berechnung der Reliefparameter, des Wasserabflusses und der Strahlungsgunst anhand des DGM	10
1.4.4 Diversitätsbestimmung	10
2 Faktoren der Reliefbildung am Cerro Sillajhuay	12
2.1 Atmosphärische Zirkulation und Klima	12
2.1.1 Großräumige Zirkulation und Herkunft der Niederschläge	12
2.1.2 Lokales Klima am Cerro Sillajhuay	13
2.2 Geologie	16
2.3 Morphographie und Hydrographie	18
2.4 Vegetation	20
3 Tageszeitenrhythmus der Oberflächen- und Bodentemperaturen	21
3.1 Bodentemperatur- und Luftfeuchtemessungen in verschiedenen Höhen	21
3.2 Expositions- und materialbedingter Tageszeitenrhythmus der Oberflächentemperatur ...	27
4 Geomorphologie des Cerro Sillajhuay	35
4.1 Morphographie	36
4.2 Oberflächen autochthoner Formung	38
4.3 Oberflächen allochthoner Formung	41
4.3.1 Mesoformen des Periglazial	41
4.3.2 Mikroformen des Periglazial	47
4.3.3 Glazigene und glazifluviale Bildungen	53
4.3.4 Der fluviale Formenschatz	57
4.3.5 Massenbewegungen	59
4.3.6 Sonderformen	61

5 Höhenstufen und Morphogenese des Cerro Sillajhuay	63
5.1 Periglaziale Höhenstufen des Sillajhuay	63
5.2 Morphogenese des Cerro Sillajhuay	65
6 Das interaktive 3D-Modell	68
6.1 Die Erstellung des interaktiven Geländemodells	68
6.1.1 Begriffsdefinitionen	68
6.1.2 Digitalisieren der Daten und Erstellung des digitalen Geländemodells	68
6.1.3 Die interaktive 3D-Visualisierung	76
6.1.4 Diskussion zur interaktiven 3D-Visualisierung	79
6.2 Der Nutzen des digitalen Geländemodells	81
6.2.1 Überprüfung der geomorphologischen Karte anhand der georeferenzierten Luftbilder	81
6.2.2 Berechnung und Visualisierung der reliefbildenden Faktoren	82
6.2.3 Die Solarstrahlung am Cerro Sillajhuay	89
6.2.3.1 Allgemeines zur Strahlung	89
6.2.3.2 Bestimmung der Strahlungsunterschiede am Cerro Sillajhuay	89
7 Diversitätsbestimmung der Periglazialformen anhand des digitalen Geländemodells	97
7.1 Berechnungsmethode	97
7.2 Verbreitung und beeinflussende Faktoren ausgewählter Periglazialformen am Cerro Sillajhuay	97
7.2.1 Solifluktionsformen	97
7.2.2 Blockstau	100
7.2.3 Polygon- und Streifenböden	101
7.2.4 Glatthänge	102
7.2.4.1 Glatthangverbreitung und Kammasymmetrien am Cerro Sillajhuay	102
7.2.4.2 Faktoren der Glatthangbildung am Cerro Sillajhuay	105
7.2.5 Blockgletscher	107
7.2.5.1 Blockgletscherverbreitung am Cerro Sillajhuay	107
7.2.5.2 Faktoren der Blockgletscherbildung	110
7.3 Zusammenfassung der Ergebnisse	114
7.4 Anmerkung zum statistischen Verfahren und Fehlerbetrachtung	118
7.5 Bestimmung der potentiellen Verteilung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay ...	119

8 Einordnung der Ergebnisse in den großräumigen Zusammenhang des Forschungsgebietes „Periglazialmorphologie der Atacama“	122
Zusammenfassung	130
Abstract	132
Resumen	134
Literaturverzeichnis	136

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Blick über das Becken von Cancosa auf den Cerro Sillajhuay	1
Abb. 2: Einflussfaktoren frostbedingter Morphodynamik	5
Abb. 3: Die großräumige Lage des Cerro Sillajhuay (auf ein Geländemodell gemapte Karte)	7
Abb. 4: Überblick über das Arbeitsgebiet	8
Abb. 5: Luftbild des Cerro Sillajhuay	11
Abb. 6: Der Verlauf der Oberflächentemperaturen in 4950 m Höhe vom 25.2. bis 19.3.98	14
Abb. 7: Windhose und kleine Konvektionswolken über dem Gipfel	15
Abb. 8: Ausgedehnte Konvektionsbewölkung über dem Gipfel	16
Abb. 9: Die Expositionsverhältnisse im Untersuchungsgebiet	19
Abb. 10: Baumwuchs (Polylepis) in ca. 4900 m Höhe im Tal des Rio Blanco	20
Abb. 11: Mittlere Tagesgänge der Bodentemperaturen verschiedener Tiefe: Messreihen am Sillajhuay vom 8.3. bis 15.3.98	23
Abb. 12: Mittlere Tagesgänge der Temperatur an der Bodenoberfläche und in 50 cm Tiefe: Vergleich der Messreihen am Sillajhuay vom 8.3. bis 15.3.98	24
Abb. 13: Mittlere Tagesgänge der Lufttemperatur und der Luftfeuchte in 15 cm Höhe: Messreihen am Sillajhuay in 4950 m Höhe vom 25.2. bis 27.2.98 am Südteil und vom 12.3. bis 16.3.98 am Nordteil	26
Abb. 14: Vergleich des Oberflächentemperaturverlaufs von ost- und westexponiertem Fels	28
Abb. 15: Vergleich des Oberflächentemperaturverlaufs der unterschiedlichen Expositionen und Neigungen eines Blockes	29
Abb. 16: Verlauf der Oberflächentemperaturen bei unterschiedlichen Oberflächen	31
Abb. 17: Verlauf der Oberflächentemperatur bei unterschiedlicher Farbe	33
Abb. 18: Verlauf der Oberflächentemperatur von lebenden und abgestorbenen Grasbüscheln ...	34
Abb. 19: Verlauf der Oberflächentemperatur in Abhängigkeit der Neigung	34
Abb. 20: Frostschuttbildung auf den Kammeislinien in 5100 m Höhe. Auf dem Schutt entstehen teilweise Hartrinden. Am gegenüberliegenden Hang findet Glatthangbildung statt	38
Abb. 21: Längsachseneinregelung der Steine durch Solifluktion in 4980 m Höhe	40
Abb. 22: Felsdom auf der abgerundeten Kammlinie in 5120 m Höhe	40
Abb. 23: Schwefelablagerungen im Tal des Rio Blanco bei 4740 m	41
Abb. 24: Stark in Auflösung befindliches Frostkliff in 5650 m Höhe	44
Abb. 25: Glatthangbildung im Tal der Quebrada Quisimachiri über 5400 m mit fluvialer Zerkerbung	44
Abb. 26: Aktive Blockgletscher im Tal des Rincon Tucuruma zwischen 5100 und 5300 m. Im linken Vordergrund ist eine große Kiesschwemmebene zu erkennen	45
Abb. 27: Blockgletscherdynamik. Die Bildung von 3-5 m hohen Wülsten verdeutlicht die spontane Bewegungsform der Blockgletscher entsprechend des Feuchteangebots	

und der Temperaturverhältnisse. Hier auf dem zentral liegenden Blockgletscher in 5 300 m Höhe	46
Abb. 28: Aktive Blockgletscherstim in 5 100 m Höhe	46
Abb. 29: Initialblockgletscher am Nordhang des Cerro Sillajhuay in Ostexposition auf 5 350 m Höhe	47
Abb. 30: Freie Solifluktion mit großen Solifluktionsloben in 5 500 m Höhe. Im linken Hintergrund ist erneut Glatthangbildung zu erkennen	48
Abb. 31: Gehemmte Solifluktion in 4 900 m Höhe	48
Abb. 32: Markante Solifluktionsterrasse am Cerro Charvinto in 5 030 m Höhe	50
Abb. 33: Hangdenudationsraten unterscheiden sich nach Exposition und Substrat (Blickrichtung Nord). Die Hanglage in Ostexposition liefert den größeren Schutt und weist stärkere Denudationsleistungen auf: Sie überschüttet den Westhang	50
Abb. 34: Blockstau in 5 100 m Höhe	51
Abb. 35: Streifenböden auf Porphyrgrus in 5 000 m Höhe	52
Abb. 36: Streifenböden auf Glatthängen stark schwefelhaltiger Porphyre in 5 700-5 850 m Höhe	53
Abb. 37: Die Moränenrandlagen am Cerro Sillajhuay	55
Abb. 38: Rundhöcker mit Gletscherschrammen in der Quebrada Quisimachiri auf ca. 4 850 m Höhe	56
Abb. 39: Altpleistozäne Tillite, die von einer Porphyrdecke überlagert sind (im Tal des Rincon Tucuruma auf 4 900 m Höhe).....	56
Abb. 40: Jungholozäne Terrassenbildung in verschiedenen Erosionsstadien im Tal des Rio Blanco auf 4 820 m. Am rechten Bildrand ist noch die rezente solifluidale Überschüttung der Terrassen zu erkennen	58
Abb. 41: Murengang am oberen Westhang der Quebrada Quisimachiri in 4 900 m.....	60
Abb. 42: Rezente Schutthaldenbildung in 4 850 m Höhe	60
Abb. 43: Tafonisierung als eine weit verbreitete Erscheinungsform. Hier in 5 100 m Höhe	61
Abb. 44: Büßerschneefeld unterhalb des Gipfels in Südexposition	62
Abb. 45: Firnfeld im Gipfelbereich	63
Abb. 46: TIN-Höhenmodell, 1. Fassung mit Darstellung der Verebnungen (Artefakte).....	72
Abb. 47: Verbessertes TIN-Modell mit Neigungsdarstellung	74
Abb. 48: Grid-Höhenmodell, welches zu den Berechnungen verwendet wird	75
Abb. 49: 3D-Ansicht des Grid-Geländemodells von SSW nach NNE, erzeugt mit dem ARCVIEW 3D-Analyst, nicht überhöht	76
Abb. 50: Blick in das Tal des Rio Blanco (virtuelles 3D-Bild)	77
Abb. 51: Blick von NW nach SE über den oberen Talanschluss der Quebrada Quisimachiri auf den Hauptkamm, im rechten oberen Eck befindet sich der Gipfel (virtuelles 3D-Bild)	78
Abb. 52: Blick von Osten (bolivianische Seite) nach Westen über zwei Täler auf den Hauptkamm und den Gipfel im linken oberen Eck (virtuelles 3D-Bild)	78

Abb. 53: Blick aus der Vogelperspektive von W nach O (virtuelles 3D-Bild)	79
Abb. 54: Die Blockgletscher im Ricon Tacurma (virtuelles 3D-Bild)	80
Abb. 55: Glatthänge im Talschluss des Rio Blanco (virtuelles 3D-Bild)	81
Abb. 56: Die Höhenstufen am Cerro Sillajhuay	84
Abb. 57: Die Neigungsverhältnisse am Cerro Sillajhuay	85
Abb. 58: Darstellung der Horizontalwölbungen	86
Abb. 59: Darstellung der Vertikalwölbungen	87
Abb. 60: Die Expositionsausrichtungen der Hänge am Cerro Sillajhuay	88
Abb. 61: Die Verteilung des potentiellen direkten topographischen Strahlungsgenusses am Cerro Sillajhuay	93
Abb. 62: Zusammenhang zwischen Neigung und den bestimmten Strahlungswerten an der Oberfläche	94
Abb. 63: Potentieller direkter Strahlungsgenuss am 21.6. des Jahres ermittelt mit dem Programm SAGA	95
Abb. 64: Potentieller direkter Strahlungsgenuss am 23.12. des Jahres ermittelt mit dem Programm SAGA	96
Abb. 65: Die Verbreitung der untersuchten Periglazialformen	98
Abb. 66: ungebundene Solifluktion	99
Abb. 67: Glatthang im Osten des Cerro Sillajhuay	103
Abb. 68: Die Glatthangverbreitung am Cerro Sillajhuay	104
Abb. 69: Hangasymmetrie zwischen den Tälern des Rio Blanco und des Rio Tacurma (virtuelles 3D-Bild)	105
Abb. 70: Überblick zur Lage der Blockgletscher am Cerro Sillajhuay	108
Abb. 71: Die Blockgletscher im Ricon Tacurma (virtuelles 3D-Bild)	109
Abb. 72: Die Blockgletscher im Ricon Tacurma zwischen knapp 5 000 und 5 300 m Höhe	109
Abb. 73: Das Einzugsgebiet von Blockgletscher B4: Die Steilwände als Schuttlieferanten und ausreichend Feuchtezufuhr, die in die Schuttmassen eindringt	110
Abb. 74: Zur Abgrenzung der Blockgletschereinzugsgebiete	111
Abb. 75: Darstellung der mittleren Höhe, Neigung und Strahlung der Periglazialformen	115
Abb. 76: Box-and-Whisker-Plot zur Darstellung der Periglazialformen des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Reliefparameter und der Neigung ..	117
Abb. 77: Die bestimmte potentielle Verbreitung ausgewählter Periglazialformen	120
Abb. 78: Zur Bestimmung potentieller Blockgletscher vorkommen	121
Abb. 79: Darstellung der Bodentemperaturen in 20 cm Tiefe: Die linke Abbildung zeigt die Durchschnittswerte am Sillajhuay vom 8.3 bis 15.3.98 (Sommersituation); die rechte die Messreihen vom 23.9. bis 2.10.95 aus den Forschungsprojekten am Llullaillaco und Sairecabur (Wintersituation)	123

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Klimastationen in der Umgebung des Cerro Sillajhuay	13
Tab. 2: Schwankungsbereiche wichtiger Oxide der Quarzporphyre und Dazit im Bereich des Cerro Sillajhuay [%]	17
Tab. 3: Lage der Klimamessgeräte am Sillajhuay während der Geländeaufenthalte	21
Tab. 4: Die Temperaturmesspunkte an einem ca. 1,5 x 1 m großen Porphyrblock	30
Tab. 5: Rezente Höhenstufung des Sillajhuay auf der chilenischen Seite	65
Tab. 6: Eckkoordinaten des digitalen Höhenmodells „Cerro Sillajhuay“	69
Tab. 7: Höhenwinkel der Sonne am Sillajhuay zu bestimmten Zeiten (astronomische Uhrzeit)	91
Tab. 8: Richtungswinkel der Sonne am Cerro Sillajhuay zu bestimmten Zeiten	91
Tab. 9: Kenngrößen ausgewählter Glatthänge	104
Tab. 10: Kenngrößen der Blockgletscher und deren Einzugsgebiete im Ricon Tacurma	111
Tab. 11: Werte der Initialblockgletscher in der Quebrada Qusimachiri	113
Tab. 12: Anteil der Periglazialformen an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes im März/April 1998	114
Tab. 13: Ausgewählte Kenngrößen untersuchter Blockgletscher zwischen 21° S und 30° S ...	126

Kartenbeilage

1. Geomorphologische Karte des Cerro Sillajhuay

Geomorphologische Kartierung und Diversitätsbestimmung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay (Chile/Bolivien)

von

TOBIAS BOLCH UND HILMAR SCHRÖDER

mit 79 Abbildungen, 13 Tabellen und 1 Anhang



Abb. 1: Blick über das Becken von Cancosa auf den Cerro Sillajhuay

1 Allgemeines und Methodik

1.1 Stand der Forschung und Zielstellungen

Zum periglazialen Formenschatz der chilenisch-bolivianischen Westkordillere der Anden fanden in jüngster Zeit eine Reihe von Untersuchungen statt, die auch die rezenten klimatischen Bedingungen mit einbeziehen (SCHRÖDER 1999, SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998, SCHRÖDER & MAKKI 1998, HINTERMAYR 1997). Hierbei wurde die Verbreitung der Periglazialformen an ausgewählten Bergen zwischen 18° und 27° südlicher Breite kartiert und anhand dieser der Nord-Süd-Formenwandel und die

Veränderung der periglazialen Höhenstufen vorgestellt. Auch liegen einige Arbeiten vor, die sich mit den Wirkungen des rezenten Klimas (SCHMIDT 1999, SCHRÖDER & SCHMIDT 1997, AMMANN 1996, VUILLE 1996, RICHTER 1996, SCHROTT 1994) und des Paläoklimas (SCHRÖDER, BOLCH & KRÖBER 1999, MESSERLI et al. 1992, 1993, VEIT 1991, 1994, GRAF 1991, JORDAN 1985) in den trockenen Anden beschäftigen. Eine systematische Untersuchung des rezenten und fossilen glazigenen und periglazialen Formenschatzes liegt bisher von den höheren Lagen über 4 500 m nur an wenigen Gipfeln im Bereich der ariden Diagonale vor. Dies ist im Wesentlichen die Folge der recht lebensfeindlichen Bedingungen, die kaum systematische Kartierungen über längere Zeiträume zulassen. Auch stützen sich die Arbeiten zu den jungquartären Vergletscherungen heute noch weitgehend auf Informationen, die aus Luftbildern entnommen wurden (JENNY & KRAMER 1996), so dass auch bezüglich der pleistozänen Eisrandlagen noch mit großen Unsicherheiten gerechnet werden muss. Zum Teil führten die Ergebnisse zu Mutmaßungen, wie die Annahme von drei Vergletscherungsstadien im Bereich des Llullaillaco (GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER 1991). Da ihrer Meinung nach die Temperatur kein limitierender Faktor ist, würde bereits eine gering stärkere Feuchtigkeitszufuhr (zeitgleich mit den spätglazialen Seenhochständen) zur Bildung von Gletschern führen. Wie aus Kartierungen am Llullaillaco hervorgeht, ist dies im Bereich der Trockenachse nicht der Fall (SCHRÖDER 1996, SCHRÖDER & SCHMIDT 1997, SCHRÖDER & MAKKI 1998). Dort wurden murenale Ablagerungen fälschlicherweise als Moränenwälle kartiert (GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIBER 1991).

Diese Bemerkungen zeigen, welche außerordentliche Bedeutung die genaue Kenntnis des geomorphologischen, insbesondere des glazigenen und periglazialen Formenschatzes für die gesamte Rekonstruktion des Paläoklimas und damit auch für das bessere Verständnis des rezenten Klimas besitzt. Die von der Arbeitsgruppe MESSERLI angenommene Vergletscherung des Llullaillaco würde der postulierten Annahme einer wesentlich feuchteren Phase mit Niederschlagserhöhungen von 30% (KESSLER 1985) bis 50% (HASTENRATH & KUTZBACH 1985) entsprechen. Sie würden allerdings der äquatorwärtigen Verlagerung der ektropischen Klimazonen um mehrere Breitengrade, wie schon von STINGL & GARLEFF 1985 angenommen, entgegenlaufen. Nach MARKGRAF (1989) wären die Feuchtigkeitsveränderungen überwiegend auf den Einfluss von verstärkten tropischen Sommerregen mindestens bis zum südlichen Wendekreis zurückzuführen. Dieser Widerspruch kann einerseits mit einem verstärkten Auftreten des El-Niño-Phänomens (LATIV 1986), bei dem es sowohl zur Erhöhung tropischer Sommerniederschläge als auch zu ektropischen Winterniederschlägen kommt, erklärt werden. Andererseits gehören die Hochlagen der Atacama angeblich dem Typ vieler tropischer Gebirge an, in denen ein Rückgang des Niederschlags mit der Höhe stattfindet (RICHTER 1993). Diese Erscheinung ist von BAUMANN (1993) pflanzensoziologisch nachvollzogen worden. Während in einer Höhenlage von ca. 4 000 m der Gesamtdeckungsgrad der Vegetation mit 45% sein Maximum erreicht, werden bei 4 500 noch 15% und bei 5 000 m nur noch 2% erreicht. Ein derart drastischer Rückgang der Vegetationsdeckung auf relativ geringer Hö-

hendistanz kann zwar nicht ausschließlich mit einem Temperaturrückgang erklärt werden, jedoch verbietet die außerordentlich hohe Episodizität der Niederschläge weitreichende Verallgemeinerungen.

Nach RICHTER (1996) weisen die Gipfelregionen niedrige Werte der Luftfeuchtigkeit auf, die allerdings durch ein höhenwärts ansteigendes nächtliches Maximum gekennzeichnet sind. Die Ausstrahlung während der Nacht führt zu einem starken Absinken der Temperatur und eventuell gleichzeitig zur autochthonen Feuchteproduktion. Das relativ geringe nächtliche Wasserdampfdefizit verhindert nunmehr eine hohe Evaporation, wie sie in tieferen Lagen auftritt. Die latente Wärmeerzeugung in Wechselwirkung mit den allgemein geringen Temperaturen und der daraus ableitbaren schwachen Verdunstungskraft verhindert eine extreme Abkühlung. Die längerfristig vorhandene, wenn auch nur schwache und episodisch auftretende Schneedecke und ständige Bodengefrorenis führen zur Konservierung des Bodenwassers und damit zu erhöhten und tiefreichenden Feuchtereserven. Dies erklärt, dass schon in geringer Tiefe (außerhalb der täglichen Auftauzone) Bodeneis auftritt, obwohl größere Niederschlagsmengen nicht vorhanden sind.

Der beschriebene Effekt könnte sich bei abnehmenden Temperaturen während der Eiszeiten verstärkt haben, so dass der Impuls für eine stattfindende Schneemtamorphose nicht zwangsläufig von erhöhten Niederschlägen abhängig ist, sondern auch durch vermehrte Luftfeuchtebindung erklärt werden kann. Die entstandenen Firnakkumulationen sind Breitbodengletscher, die LEHMKUHL (1991/92) dem kalten Gletschertyp zuordnet. Sie korrelieren bezüglich ihrer Bildungsbedingungen offensichtlich stark mit semi-aridem Klima (HÖVERMANN 1973/74, KUHLE 1987, LEHMKUHL 1991/92).

Unbestritten ist, dass die Niederschläge im Sommerregengebiet von Süden nach Norden zunehmen (AMMANN 1996), so dass sich die Disposition zur Bildung exarationsfähiger Gletscher verbessert. Gleichzeitig müsste der periglaziale Formenschatz sich in Richtung feuchtigkeitsbenötigender Formen (z.B. Blockgletscher) entwickeln.

Über die kleinräumigen Abhängigkeiten der Ausprägung der Periglazialformen in den trockenen Anden ist bisher wenig bekannt. Unbestritten ist insbesondere die starke Bedeutung der Strahlung, die als steuernder Faktor des Klimageschehens in der Region gilt. Maßgeblich beeinflussen auch das Relief und die Massenerhebung die Klima- und Wetterfaktoren sowie die periglaziale Formung. Das Relief wurde teilweise durch ein digitales Geländemodell (DGM) zur Analyse der Daten und zur besseren Darstellung mit einbezogen (VUILLE 1996, SCHROTT 1994). Eine Untersuchung der Abhängigkeiten zwischen den Reliefaktoren und der Strahlung einerseits und der Periglazialformen andererseits fand allerdings nur in einem geringen Umfang statt. Durch die Verbesserung der Computersysteme und der Software kann eine solche Untersuchung sehr effizient mittels Computer durchgeführt werden.

Eine Grundvoraussetzung hierzu ist ein DGM, welches die natürlichen Verhältnisse möglichst genau wiedergibt. Da es für den Cerro Sillajhuay ebenso wie für die

meisten Gebiete der Erde noch kein hinreichend genaues DGM gibt, muss ein solches erzeugt werden. Eine kostengünstige Lösung ist die Erstellung aus einer Höhenlinienkarte und der anschließenden Beseitigung der Artefakte. Hierzu gibt es bereits mehrere Ansätze (u.a. GRUBER & KRIZ 1998, SCHNEIDER 1998, RICKENBACHER 1998). Trotzdem bleibt ein DGM nur eine Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse. Das DGM wird immer häufiger zur Analyse geomorphologischer (u.a. FRIEDRICH 1996, FISCHER 1994, KIENHOLZ & HÄBERLI 1992) und klimatischer (u.a. BÖHNER & SCHRÖDER 1999, BENDIX & BENDIX 1997, BÖHNER & PÖRTGE 1997, BÖHNER 1996, KASTNER 1997) Fragestellungen herangezogen und wird in Zukunft sicherlich zur Standarduntersuchung gehören. Interaktive 3D-Visualisierungen finden in der physischen Geographie noch selten Anwendung, da z. Zt. noch kaum neue wissenschaftliche Erkenntnisse durch diese Darstellungsmethode erwartet werden. Dies erscheint nicht gerechtfertigt, denn das Untersuchungsgebiet kann so aus Perspektiven betrachtet werden, die nicht oder nur schwer zugänglich sind. Des Weiteren kann man Zusammenhänge leichter verständlich machen und anschaulicher demonstrieren (vgl. PATTERSON 1998, VUILLE 1996).

Aus den einleitenden Gedanken und den Wissensdefiziten ergeben sich besonders folgende Fragestellungen, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden:

- Wie sind die periglazialen Höhenstufen ausgeprägt?
- Welches Ausmaß hatten die pleistozänen, holozänen Vergletscherungen?
- Inwieweit erleichtert die interaktive 3D-Visualisierung die Auswertung der Ergebnisse?
- Können durch die 3D-Visualisierung neue Erkenntnisse gewonnen werden?
- Wie ist die flächenmäßige Verteilung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay?
- Welche Zusammenhänge bestehen zwischen Exposition, Neigung, Wölbung und den Periglazialformen?
- Wie stark beeinflusst die Strahlung die Oberflächenformen?
- Warum sind die Blockgletscher in dem einen Tal so dominierend?

1.2 Einflussfaktoren frostbedingter Oberflächenformung

Die frostbedingte Oberflächenformung ist das Ergebnis eines komplexen Wirkungsgefüges, in dem jeder einzelne Faktor einen bestimmten Einfluss ausübt. Auch zwischen den Elementen bestehen Wechselbeziehungen, die die Wirkungsweisen verstärken, vermindern, bzw. sogar gegenseitig aufheben können. Abbildung 2 soll dies verdeutlichen. Eine zentrale Rolle nimmt das *Klima* ein. Denn Grundlage für die frostbedingte Morphodynamik ist, wie der Name schon sagt, ein tageszeitliches

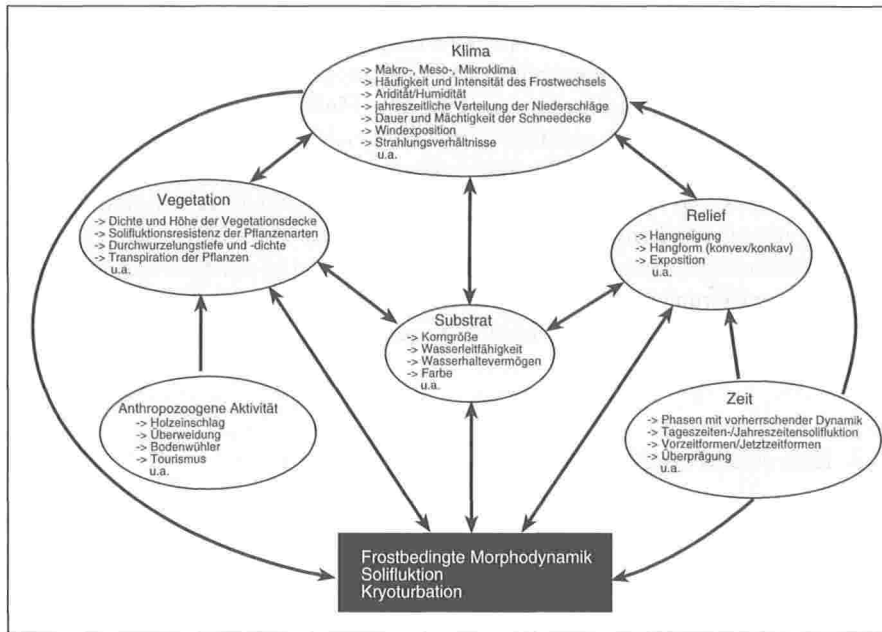


Abb. 2: Einflussfaktoren frostbedingter Morphodynamik (aus FICKERT 1998 nach KARRASCH 1977 und HÖLLERMANN 1985)

oder jahreszeitliches Frostwechselklima mit einer ausreichenden Feuchtezufuhr. Wichtig sind hier besonders die Art, Menge und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge, sowie die Häufigkeit und Intensität des Frostwechsels. Gerade Letzteres wird stark von der *Strahlung* beeinflusst. SCHROTT (1994) stellte bei starker Bestrahlung eine ansteigende Oberflächentemperatur auch bei fallenden Lufttemperaturen fest. Dementsprechend rasch kühlt die Oberfläche ab, wenn die Sonne nicht mehr scheint. Nicht zu vernachlässigen ist die hohe Sublimation des Schnees unter der starken Strahlung, so dass ein großer Teil der als Schnee gefallenen Niederschläge dem Boden und der Vegetation nicht zur Verfügung steht (VUILLE 1996). In unmittelbarem Zusammenhang mit den Strahlungsverhältnissen steht die Insolations-, Frost- und Salzverwitterung, die wiederum die *Substratvoraussetzungen* für die periglaziale Oberflächenformung begünstigen (SCHRÖDER, MAKKI & CIUTURA 1997). Neben der Korngrößenzusammensetzung sind die Wasserleitfähigkeit und das Wasserhaltevermögen des Substrates ein entscheidender Einflussfaktor. Das Ausgangsgestein beeinflusst nicht nur die Substratbedingungen, sondern auch das *Relief*. Besonders über die Hangneigung wirkt dieses als formender Faktor. So werden z.B. Solifluktion und die Ausbildung von Loben durch eine zunehmende Neigung entsprechend verstärkt. Bei zu hoher Neigung (ab dem natürlichen Böschungswinkel von 36°) überwiegen allerdings die gravitativen Prozesse. Durch die Exposition werden besonders die Strahlungs-, aber auch die Niederschlags- und Windverhältnisse an dem

jeweiligen Berghang beeinflusst. Nicht zu vernachlässigen sind die Wölbungsverhältnisse, die eine beschleunigende Wirkung (konvex) oder eine bremsende (konkav) auf die ablaufenden Prozesse ausüben. Der Einfluss der *Vegetation* ist in der Atacama auf Grund der Trockenheit vergleichsweise niedrig. Dennoch hemmen in der unteren periglazialen Stufe v.a. Gräser die Bewegungsraten der Oberfläche teilweise sehr stark. Als letzter Einflussfaktor soll noch die *Zeit* genannt werden, die für die Ausprägung der Periglazialformen sehr wichtig ist. So benötigt jede Form unterschiedliche Entstehungszeiten. Gerade in der Atacama ist das Alter des Ausgangssubstrates auf Grund der vulkanischen Aktivitäten sehr unterschiedlich. Auf den jungen Vulkaniten am Lullaillaco sind z.B. nicht ansatzweise Glatthänge zu erkennen (SCHRÖDER & MAKKI 1998).

1.3 Das Untersuchungsgebiet

Das Massiv des Cerro Sillajhuay befindet sich auf der Grenze zwischen Chile und Bolivien leicht nördlich der Breitengradlage der Küstenstadt Iquique. Mit fast 6 000 m stellt es die höchste Erhebung im Andenhauptkamm zwischen 19° und 21° s.Br. dar. Die genaue Position des Gipfels befindet sich bei 19°45' s.Br. und 68°42' w.L. Er liegt somit im Randbereich der Sommerniederschläge im trockensten Bereich der Anden. Auf Abbildung 3 gut zu erkennen sind die vielen Vulkankegel, die sich aus der knapp 4 000 m hohen Hochfläche erheben, wobei der Cerro Sillajhuay das mächtigste Massiv darstellt. Abbildung 1 ist ein Blick von Süden über das Becken von Cancosa auf den Berg. An dessen Kammlinie sind zwei größere helle Bereiche erkennbar. Bei dem westlichen handelt es sich um ein Firnfeld, während der östliche durch hellgelbe schwefelhaltige Porphyre gekennzeichnet ist. Der Cerro Sillajhuay entwässert komplett ins Landesinnere – die lokale Erosionsbasis bildet der Salar de Coipasa mit ca. 3 700 m auf bolivianischer Seite. Im Gegensatz dazu entwässern die 10 km westlich liegenden Cerros de Quimsachata (5 765 m) in die Tamarugal. Diese begrenzen das Massiv des Cerro Sillajhuay nach Westen, bilden mit ihm aber eine tektonische Einheit.

Die Fußflächen steigen vom Salar de Coipasa und dem Salar de Uyuni auf bolivianischer Seite sanft zum Massiv an und werden von einigen Hügelketten durchbrochen. Aus dem Becken von Cancosa (3 900 m Höhe) heraus ziehen sich die Fußflächen in die tief eingeschnittenen Haupttäler hinein. Diese haben sich weit in den Berg eingegraben und beweisen die höheren Niederschläge im Vergleich zu den südlicheren, arideren Gebieten. Als Beispiel sei hier nur das Tal des Rio Blanco erwähnt, der am Talende auf einer Entfernung von 2 km bis zum Gipfel 1 100 m Höhenunterschied überwindet. Ähnliche Verhältnisse finden wir in allen anderen Tälern. Von einer relativ geschlossenen Kammlinie in Y-Form mit den Ausläufern nach Nordosten, Südosten und Westen „stürzt“ das Relief über Steilwände in die Täler, wo die Bäche mit für die großen Niveauunterschiede mäßigem Gefälle weiterfließen. Der Cerro Sillajhuay stellt den Kulminations-

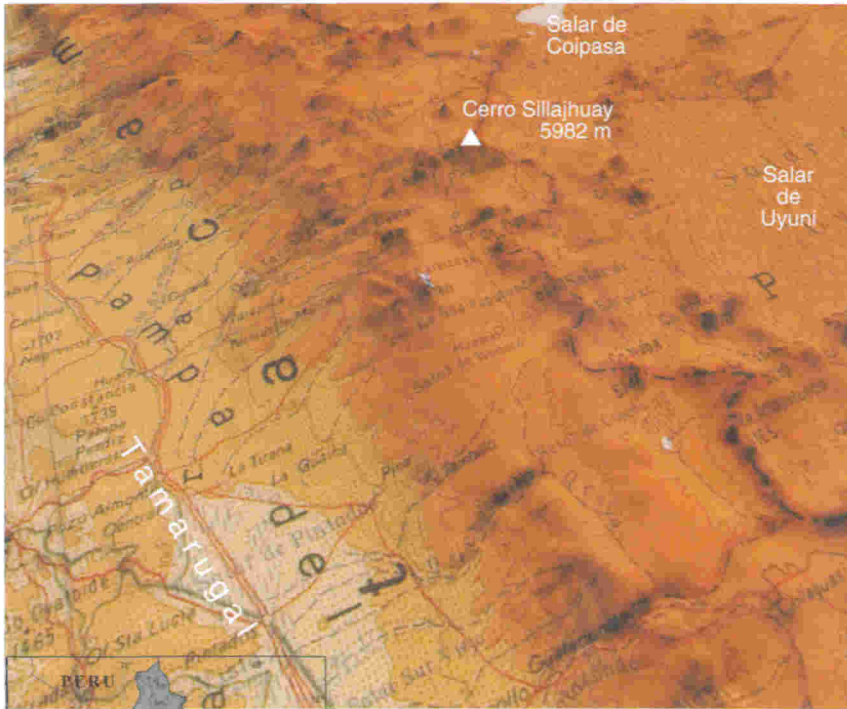


Abb. 3: Die großräumige Lage des Cerro Sillajhuay
(auf ein Höhenmodell gemapte Karte,
Quelle des Höhen Datensatzes: USGS/Gtopo 30)

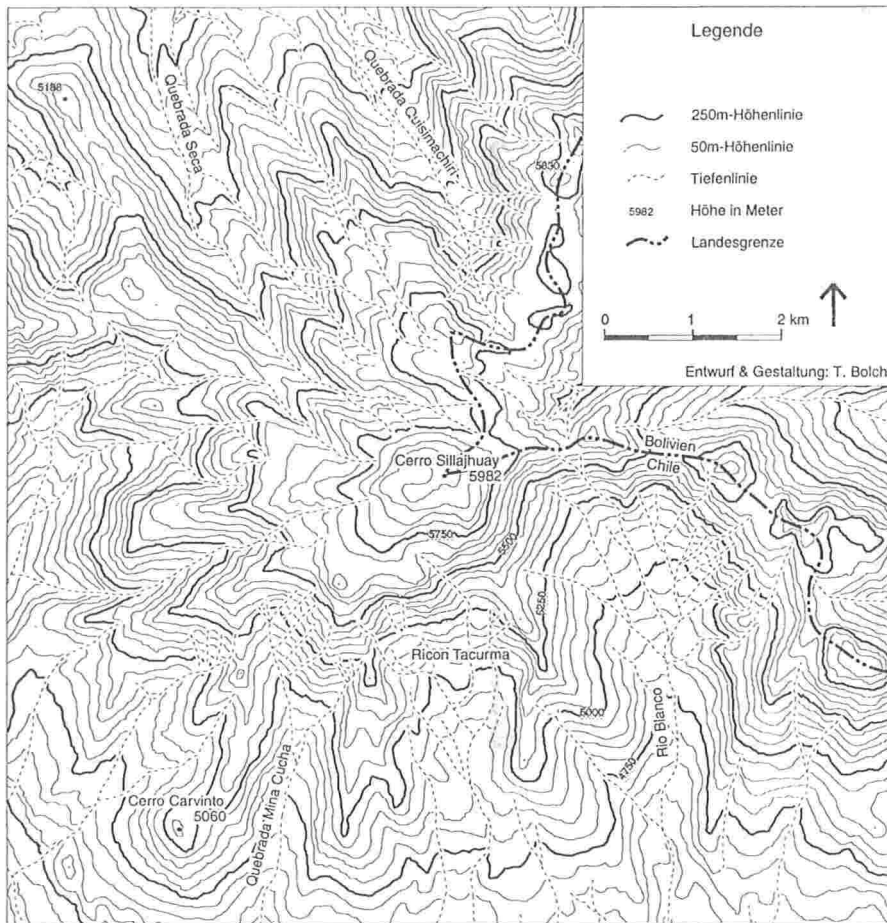


Abb. 4: Überblick über das Arbeitsgebiet

punkt der Kammlinien dar, auf ihm biegt die Grenze zwischen Chile und Bolivien von Südosten nach Nordosten ab.

Im Norden prägt der 5390 m hohe Vulkan Cariquima mit seinem markanten Erscheinungsbild die Landschaft, indem er die abfallenden Fußflächen punktiert durchstößt. Südöstlich vom Cerro Sillajhuay wird die Landschaft vom Becken von Cancosa bestimmt, welches einen verlandeten/verfüllten und tektonisch verstellten Seebereich darstellt (SCHRÖDER, BOLCH & KRÖBER 1999).

Hier befindet sich auch die nächstgelegene menschliche Ansiedlung, Cancosa, ca. 16 km südöstlich vom Gipfel. Nordöstlich des Cerro Sillajhuay gibt es eine weitere Ortschaft, Villa Blanca, am Fuße des Vulkans Cariquima, ca. 18 km vom Cerro

Sillajhuay entfernt. Beide Ortschaften sind Indianersiedlungen mit wenigen hundert Einwohnern. Erst in jüngster Zeit wurden die Pistenverbindungen hierher verbessert, trotzdem fährt man zur knapp 180 km entfernten größeren Ortschaft, der Oase Pica am Rande der Tamarugal, mindestens fünf Stunden. Bei Cancosa an der Grenze zu Bolivien befindet sich außerdem eine Militärstation.

Das eigentliche Kartierungsgebiet umfasst die schwer erreichbare Gipfelregion sowie die angrenzenden Hänge und Täler in einer Höhenlage von 4 300 bis 6 000 m auf der chilenische Seite. Einen Überblick über die Höhenverhältnisse und die Namen der wichtigsten Täler gibt Abbildung 4. Leider konnte die bolivianische Seite nicht begangen werden, da starke bergbauliche Aktivitäten mit Sprengungen stattfanden.

1.4 Methodische Vorgehensweise

Im folgenden Kapitel soll die Methodik der Untersuchungen kurz vorgestellt werden. Sie lässt sich in die vier Hauptschritte Datenerhebung mit der geomorphologischen Kartierung und Temperaturmessungen, Erstellung des DGM, Errechnung der Reliefparameter und der Strahlung sowie die Datenanalyse mit der Diversitätsbestimmung unterteilen.

1.4.1 Geomorphologische Kartierung und Temperaturmessungen

Zur Datenerhebung wurde der Cerro Sillajhuay begangen und hierbei die geomorphologischen Prozesse und Formen sowie die Moränenstände kartiert. Luftbilder dienten zur Überprüfung und Anpassung der Geländekartierung, während die anschließende Gestaltung der geomorphologischen Karte im Computer mit dem Programm „FREEHAND“ erfolgte. Da für die Ausprägung der Periglazialformen das Klima von entscheidender Bedeutung ist, dienten in verschiedenen Höhen aufgestellte Temperaturmessgeräte (Datalogger der Fa. THIES) zur Erfassung des Bodentemperaturverlaufs an der Oberfläche, sowie in 5, 10, 20 und 50 cm Tiefe. Weiterhin fanden Oberflächentemperaturmessungen an unterschiedlichen Substraten und Expositionen mittels Infrarotmessgerät statt. Auf Basis dieser Untersuchungen werden die periglaziale Höhenstufung und die gewonnenen Erkenntnisse zur Morphogenese vorgestellt.

1.4.2 Erstellung des interaktiven digitalen Geländemodelles

Als Grundlage für das Höhenmodell dienten die chilenischen topographischen Karten im Maßstab 1:50 000. Die Höhenlinien wurden in dem Programm „ARCVIEW“ digitalisiert und ein erstes digitales Geländemodell erstellt. Die Artefakte dieses Modells wurden anschließend weitestmöglich beseitigt und das DGM in ein Pixelbild mit einer Auflösung von 50 x 50 m umgewandelt. Hardwaregrundlage hierzu war eine SUN Sparc-5-Workstation. Zur interaktiven Betrachtung wur-

de das DGM nun als ein 8-bit-Graustufenbild gespeichert und mit dem Programm „GOLD“ in ein 3D-Bild umgewandelt. Das eingescannte Luftbild konnte mit „GOLD“ als Textur auf das Geländemodell gemapt und so der Berg in einer „virtual reality“ überflogen und interaktiv betrachtet werden. Als Hardware dienten die leistungsfähigen Silicon-Graphics-Rechner O2 und Indigo 2 des Lehrstuhls für Computergraphik der FAU Erlangen-Nürnberg. Anhand von virtuellen 3D-Bildern wird aufgezeigt, ob sich diese Methode zur morphologischen Untersuchung eignet.

1.4.3 Berechnung der Reliefparameter, des Wasserabflusses und der Strahlungsgunst anhand des DGM

Mit Hilfe der Programme ARCVIEW und Arc/Info konnten nun aus dem DGM die Hangneigung, die Vertikal- und Horizontalwölbung, sowie die Exposition errechnet werden. Zudem war es möglich, die Wassereinzugsgebiete, die oberflächliche Abflussrichtung des Wassers und das potentielle Abflussnetz zu bestimmen. Die Verteilung der Strahlung am Cerro Sillajhuay aufzuzeigen ist ein weiteres Ziel dieser Arbeit. Hierzu wurde mit Hilfe der astronomischen Formeln von MILLS (1978) der Sonnenstand an acht charakteristischen Tagen des Jahres (z.B. Tage der Sonnenwende) und hier wiederum zu sieben verschiedenen Uhrzeiten (6 bis 18 Uhr) ausgerechnet und für die einzelnen Sonnenstände die Hangabschattung mit ARCVIEW und somit die Besonnungsintensität der einzelnen Pixel des DGM ermittelt. Die Annäherung der tatsächlichen Strahlungsverteilung geschah durch die Aufsummierung der einzelnen Pixelwerte unter Berücksichtigung der maximal möglichen Strahlung zu den verschiedenen Jahreszeiten (WEISCHET 1995). Die Bodentemperaturmessungen dienten zur Überprüfung der Strahlungsberechnung.

1.4.4 Diversitätsbestimmung

Um die Abhängigkeiten der Periglazialformen von diesen bestimmten Parametern zu analysieren, mussten nun die Flächen der unterschiedlichen Formen in ARCVIEW übertragen werden. Hierzu wurden die erstellte geomorphologische Karte und die Luftbilder georeferenziert, in ARCVIEW geladen, die Flächen der Periglazialformen umfahren und anschließend anhand der Luftbilder direkt im Computer nochmalig überprüft und angepasst. Bei den Blockgletschern ist nicht nur das Objekt als solches interessant, sondern v.a. das Einzugsgebiet, welches anhand der hydrologischen Analyse abgegrenzt werden konnte. Mit ARCVIEW war es nun möglich, Flächen der verschiedenen Periglazialformen im Verhältnis zur Gesamtfläche zu ermitteln. Das Hauptinteresse dieser Arbeit gilt der Bestimmung von Korrelationen zwischen den Oberflächenformen, der Höhe, den Reliefparametern und der Strahlung. Hierzu wurde die Fläche jeder Periglazialform, bzw. des Blockgletschereinzugsgebietes mit den entsprechenden Parametern verschnitten und der Mittelwert, die Extremwerte und die Standardabweichung bestimmt. Anhand dieser Daten konn-

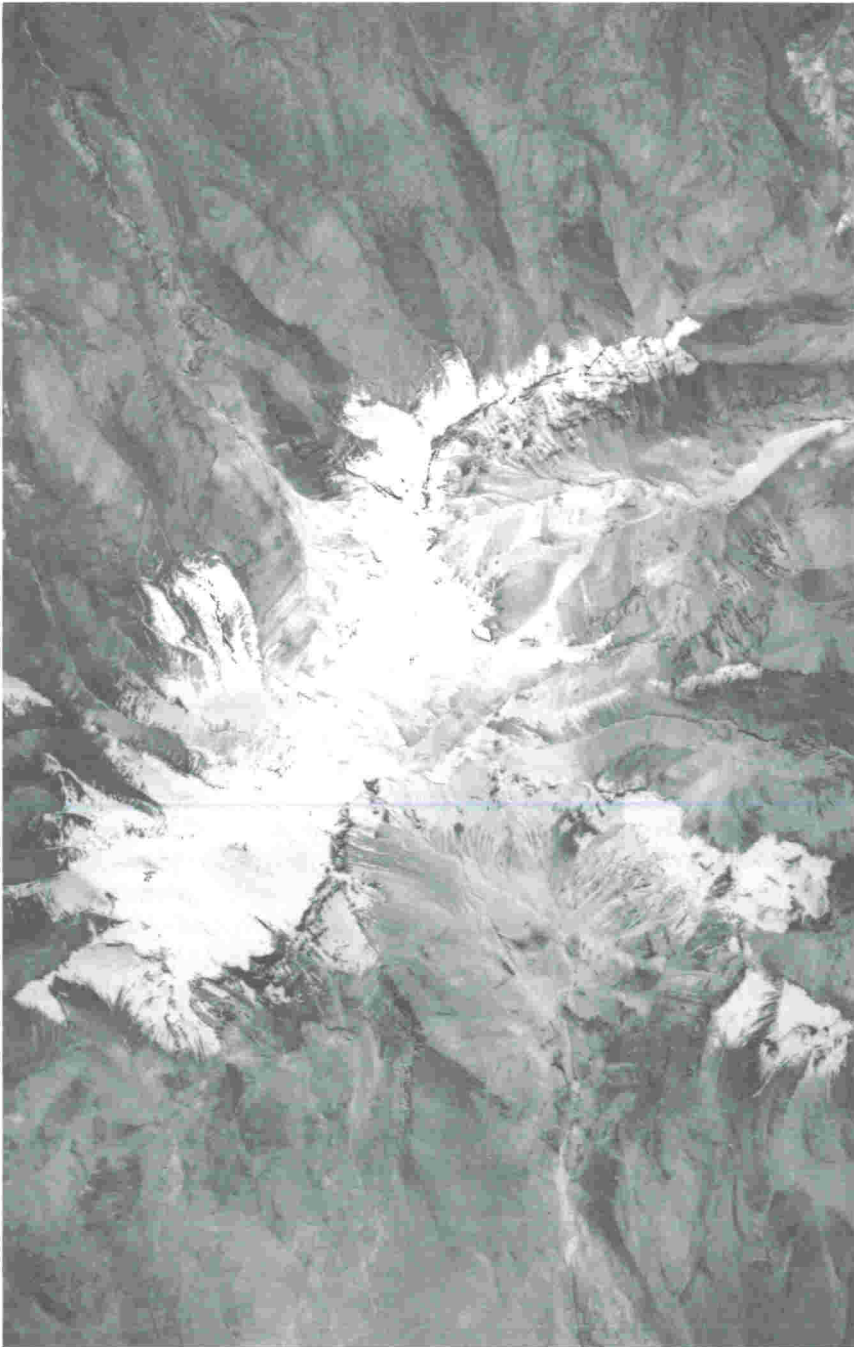


Abb. 5: Luftbild des Cerro Sillajhuay

ten Unterschiede und Gemeinsamkeiten der verschiedenen Periglazialformen und der Blockgletschereinzugsgebiete in Abhängigkeit von Höhe, Neigung, Wölbung und Strahlung herausgearbeitet werden. Die Ermittlung der potentiellen Verteilung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay soll aufzeigen, ob mit dieser Methode das Vorkommen der Periglazialformen über einen größeren Raum sinnvoll modelliert werden kann. In einem letzten Punkt wird nun versucht, die Ergebnisse mit den Abhängigkeiten der Periglazialformen an anderen kartierten Bergen in der Atacama zu vergleichen. Da hierzu noch keine vergleichbaren Arbeiten vorliegen, bzw. nur normale geomorphologische Karten zur Verfügung stehen, konnte der Vergleich nur visuell geschehen.

2 Faktoren der Reliefbildung am Cerro Sillajhuay

2.1 Atmosphärische Zirkulation und Klima

2.1.1 Großräumige Zirkulation und Herkunft der Niederschläge

Für die außergewöhnliche Trockenheit in der Atacama ist das ganzjährig relativ stabile südostpazifische Hochdruckgebiet verantwortlich (HOFFMANN 1992; BÖHM 1994; VUILLE 1996; AMMANN 1996, SCHMIDT 1999). Hinzu kommt, dass vor der chilenischen Küste der Humboldtstrom kaltes Wasser vom Südpolargebiet nach Norden bis zur peruanischen Küste führt, dabei die ohnehin wenig feuchten Luftmassen abkühlt und die Verdunstung verhindert, so dass nur außerordentlich trockene Luftmassen ins Landesinnere gelangen können. Insbesondere während der Sommermonate, in denen das südostpazifische Hoch am weitesten im Süden liegt, ist somit ein Feuchtetransport aus Westen vom Meer nahezu ausgeschlossen. Während dieser Zeit kommt es allerdings zu kräftigen Konvektionsvorgängen über dem Altiplano, deren Ursache im Luftmassentransport aus dem feuchten Amazonasgebiet einerseits und in der Aufheizung der innerandinen Hochfläche des Altiplano andererseits zu sehen ist. Das lokale sogenannte "bolivianische" Hoch führt feuchte Luftmassen entlang des Andenhauptkammes nach Süden.

Sich in der Nähe befindende Klimastationen (nach VUILLE 1996, vgl. Tabelle 1) weisen eine deutliche höhenbedingte Differenzierung auf. Dabei gibt es leider kaum Klimastationen über 4 000 m in unmittelbarer Nähe, jedoch kann eine Erhöhung der Niederschlagssummen mit zunehmender Höhe angenommen werden, so dass in 4 500 m mit ca. 200 mm und in 5 000 m Höhe mit etwa 300-400 mm Jahresniederschlag zu rechnen ist. Der Cerro Sillajhuay liegt deutlich nordöstlich der andinen Trockenachse im Sommerregengebiet. VUILLE (1996) rechnete mit Anteilen an Winterniederschlag zwischen 2 und 14 %. Insbesondere für die Untergrenze des Periglazials ist es ja wichtig, dass der überwiegende Teil der Niederschläge während der wärmeren Jahreszeit fällt.

Tab. 1: Klimastationen in der Umgebung des Cerro Sillajhuay (nach VUILLE 1996)

Stationsname	Geogr. Breite [°S]	Geogr. Länge [°W]	Höhe [m]	N-Summe [mm]	Winter-N [%]	Daten ab	Daten bis
Colchane	19.28	68.65	3 965	122.3	2	1975	1993
Camigna	19.30	69.43	2 380	42.8	2	1971	1993
Puchultiza	19.40	68.95	4 300	170.0	14	1982	1988
Huaytani	19.55	68.62	3 720	116.7	5	1982	1992
Mocha	19.82	69.28	2 150	14.2	5	1988	1992
Pampa Lirima	19.85	68.90	3 940	131.9	6	1982	1993

Der südhemisphärische Winter beginnt mit einer Verstärkung der zonalen Westwinde in der oberen Troposphäre. Das südostpazifische Hoch verlagert sich langsam nordwärts. ENDLICHER (1983) geht davon aus, dass es mit seinem Zentrum bei ca. 27° s.Br. liegt. Dabei schwächt es sich etwas ab und verlagert seine Position relativ weit von der chilenischen Küste weg. Die Folge ist, dass abgekoppelte Tiefs oder ganze Frontensysteme zwar weit nach Norden vordringen können, aber nach AMMANN (1996) muss die Nordgrenze dieser winterlichen Frontensysteme bei etwa 22°S gezogen werden, der Cerro Sillajhuay wird somit nicht oder nur noch in Ausnahmefällen erreicht. Die durchschnittlichen Durchzugsbahnen für die winterliche Westwinddrift liegen bei ca. 42° s.Br. Ein derart intensives Abweichen der Kaltluft über der Atacama geht mit hohen Windgeschwindigkeiten einher. ACEITUNO (1989) spricht von 30 m/s. Ähnliche Erscheinungen können auf der feuchten Andenostseite beobachtet werden. Dabei kommt es zu Kaltlufttransporten bis ins bolivianische Tiefland (AMMANN 1996, VENNEN et al. 1998) Im Bereich des Cerro Sillajhuay kommt es dabei fast ausschließlich zu meist trockenen Winterstürmen. Die Hochlagen wirken zusätzlich als Wasserdampfsperre (WEISCHET 1988).

Anders stellt sich die Situation während der Sommermonate dar. Die Aufheizung des Altiplano in Bolivien führt zu Ansaugvorgängen von feuchten Luftmassen aus dem Amazonasgebiet. Diese Luftmassen können etwa bis 26° s.Br. transportiert werden. Auch hier wirken die Hochanden als Wasserdampfsperre, wenn auch nicht in dem intensiven Maße wie bei winterlichen Kaltfronten, da es sich ja um konvektive Niederschlagsbildungen handelt. Jedoch erreichen deutlich weniger Niederschläge die Andenwestseite, was durch intensive Abnahme der Jahresniederschlagssummen belegt wird: Mocha (2.150 m) – 14,2 mm; Sagusca (1.815 m) – 0,8 mm; Iquique (50 m) – 0,2 mm.

2.1.2 Lokales Klima am Cerro Sillajhuay

Am Cerro Sillajhuay herrscht ein extremes Tageszeitenklima mit häufigen Frostwechseltagen vor. Mit einem Datalogger wurde an der Bodenoberfläche in 4 950 m Höhe eine tägliche Temperaturamplitude von bis zu 45 K gemessen (vgl. Abb. 6).

Auf abgestorbenem, dunklem Gras schwankten die Minima und Maxima sogar von unter -10°C bis über 70°C (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998). Dies sind sicherlich beachtliche Werte und kommen nahe an den Extremwert von knapp 90 K heran, der auf dunklen Basalten zwischen Grashorsten in Toconao in Nordchile gemessen wurde (RICHTER 1996). Unter ähnlichen Klimabedingungen stellte SCHMIDT (1999) an der Station Jorquencal ($22^{\circ}48'S$, $67^{\circ}58'W$) in der Nähe des Sairecabur auf 4 270 m Höhe an 350 Tagen im Jahr ein Frostwechsel fest. Am Sillajhuay dürfte die Anzahl der Tage etwas niedriger sein, aber wohl immer noch weit über 300 liegen. Während des Geländeaufenthaltes wurde nur an einem Tag kein Frostwechsel an der Bodenoberfläche gemessen (vgl. Abb. 6). Der Grund hierfür lag bei einem nächtlichen Schneefallereignis und der isolierenden Wirkung der Schneedecke. Am nächsten Morgen schmolz die Schneedecke wieder rasch zusammen. All dies ist ein Beleg für die extreme Einstrahlung, die als steuernder Faktor des Klimasystems betrachtet werden kann (SCHROTT 1994, SCHMIDT 1999).

Der Cerro Sillajhuay wird auch Cordillera Sillajhuay genannt, und dies aus gutem Grund: Die Erhebung ist nicht nur eine der höchsten in den trockenen Anden, sondern stellt auch mit ihren langen Bergrücken eine gewaltige Masse dar, so dass hier ein ausgeprägtes Lokalklima mit einem Berg-Tal-Wind-System und der Merri-

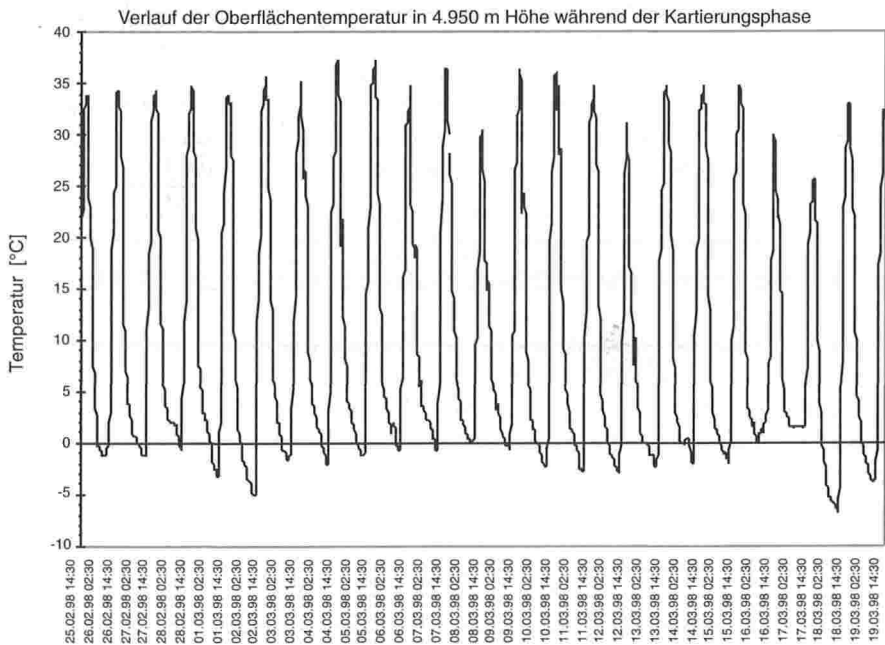


Abb. 6: Der Verlauf der Oberflächentemperaturen in 4 950 m Höhe vom 25.2. bis 19.3.98
(aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH)

am-Effekt (RICHTER 1996) beobachtet werden kann. Dieses bedeutet, dass sich mit zunehmenden Massenerhebungseffekt die Wirksamkeit der konvektiven Niederschläge im Sommerhalbjahr erhöht. So bildete sich während des Geländeaufenthaltes oft eine nachmittägliche Konvektionsbewölkung über dem Gipfel (vgl. Abb. 7 u. 8). Zwei kurze Temperaturmessreihen, die mittels Thermohygrographen auf einer Höhe von jeweils 4950 m in Südexposition und in Nordexposition aufgezeichnet wurden, weisen einen auffälligen Rückgang der Temperaturen in der Zeit zwischen 13 und 15 Uhr auf, der auf die Bewölkung zurückzuführen ist (Abb. 13 S. 26). Manchmal konnten auch kräftige Luftverwirbelungen und Windhosen in den Gipfellagen beobachtet werden (vgl. Abb.7), die auch auf starke konvektive Luftbewegung zurückgehen, und als Ausdruck starker Strahlungsumsätze zu sehen sind.



Abb. 7: Windhose und kleine Konvektionswolken über dem Gipfel

Das aufsitzende porphyrische und dazitische Material muss also jünger sein. Da die glazigenen Exarationen recht intensiv sind, ist damit zu rechnen, dass die Vulkanite eher im Alt- bzw. Mittelpleistozän als im Jungpleistozän entstanden sind. Sowohl die Porphyre als auch die Dazite weisen keine deutlichen Auskristallisierungen von Hornblendemineralien auf, so dass eine Altersbestimmung mit kosmogenem Helium nicht vorgenommen werden kann. Jedoch ist es möglich, das Höchstalter der Vulkanite aufgrund der liegenden Ignimbrite mit maximal 730 000 a \pm 160 000 a anzugeben.

Das recht saure Material bildet Lavaströme und -dome, die insbesondere bei den jüngeren Decken noch recht gut erhalten sind. Wulstartig lagert die jüngste Decke auf der älteren. Das Basement der Ignimbrite ist präkänozoisch und setzt sich aus granitoiden, vulkanischen und sedimentären Serien zusammen. Bei letzteren handelt es sich um siliziklastische, marine Ablagerungen aus dem Paläozoikum und Mesozoikum. Die dazwischen eingedrungenen Plutonite zeigen recht hohe $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Isotopengehalte und lassen daher auf einen sedimentären Einfluss bei der Magmenentstehung schließen.

Die Porphyre und Dazite besitzen bezüglich ihres Chemismus nur bei Siliziumdioxid größere Schwankungen. So beträgt er nach VERGARA & THOMAS (1984) zwischen 53,88% und 76,04%, wobei der weitaus überwiegende Teil der Proben zwischen 60% und 70% SiO_2 aufweist und damit den Quarzporphyren und sauren Daziten zuzurechnen wäre. Wesentlich geringer sind die Schwankungsbreiten der anderen wichtigen Oxide (vgl. Tabelle 2).

Die häufigsten Einsprenglinge sind Plagioklase, die in ihrer idiomorphen Kristallform vorliegen. Die Biotiteinsprenglinge sind außerordentlich klein und auch die Hornblendekristalle erreichen nur selten Größen bis 2 mm. Diese mafischen Mineralien liegen in Skelettstruktur mit darin enthaltenem Glasanteil, kleinen Blasen oder Akzessorien vor. Die recht wenigen Quarzeinsprenglinge zeigen tiefe Korrosionspuren.

Die Struktur der Vulkanite weist auf eine instabile Magmenkammer hin, in der Prozesse wie Magma-Mixing und Druckabnahme stattgefunden haben.

Tab. 2: Schwankungsbereiche wichtiger Oxide der Quarzporphyre und Dazite im Bereich des Cerro Sillajhuay [%]

	Max	Min
Al_2O_3	18,78	11,66
Fe_2O_3	4,47	0,75
CaO	7,20	2,03
K_2O	7,39	1,65
MnO	0,12	0,02

Quelle: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998

Expositionsverhältnisse im Untersuchungsgebiet

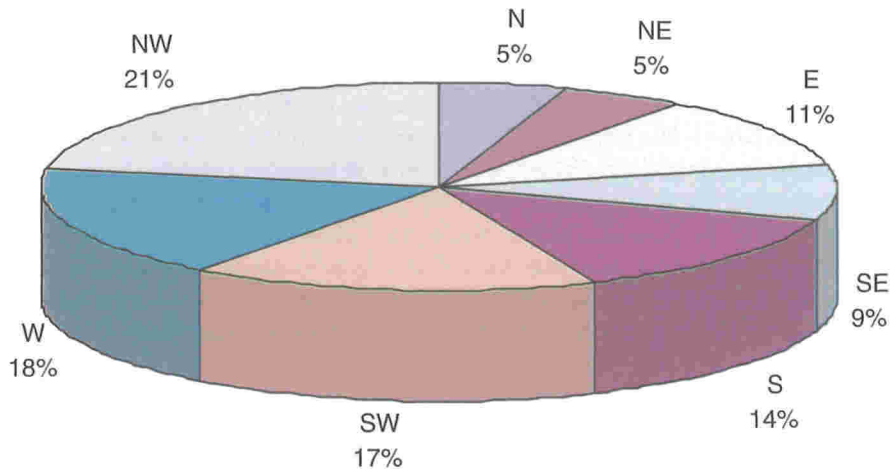


Abb. 9: Die Expositionsverhältnisse im Untersuchungsgebiet

zogen werden. Vergleicht man die Wölbungsverhältnisse, so sind alle kartierten Moränen anhand der Wölbungslinien ungefähr zu verfolgen und die größeren eindeutig erkennbar, obwohl nur 50-m-Höhenlinien der Karte zu Grunde liegen.

Die horizontale Wölbung verdeutlicht besonders die Wasserscheiden und Tiefenlinien. Sehr gut sichtbar ist die kräftige fluviale Zerschneidung des Reliefs, die oft bis knapp unterhalb der Kammlinie reicht. Weiterhin kann die Wölbung zur Unterscheidung der Talform herangezogen werden. Die südwärts gerichteten Täler weisen geringere horizontale Wölbungen auf, was auf eine Muldentalform hinweist, während die westlichen und nordwestlichen Täler eine Kerbform besitzen.

Die Abflussbahnen des Wassers sind weitgehend in radialer Richtung um den höchsten Punkt angeordnet und haben sich tief in den Berg eingeschnitten. Im Süden und Osten sind die Tiefenliniennetze etwas stärker verzweigt mit einer leicht dendritischen Anordnung, während im Norden und Westen als Ausdruck der etwas trockeneren Bedingungen eher eine singuläre Abflussbahn mit teilweise parallelem Verlauf vorherrscht. Perennierende Flüsse und Bäche beginnen im Tal des Rio Blanco, des Ricon Tacurma, der Quebrada Seca, der Quebrada Quisimachiri und wahrscheinlich auch in den zwei östlichen Tälern in Bolivien. Alle anderen Abflussbahnen führen nur episodisch zur Schneeschmelze oder nach Starkregen Wasser.

konnten Bäume auch auf der nicht begangenen bolivianischen Nordwestabdachung entdeckt werden. Weiterhin ist auf der Südwestabdachung die Polsterpflanze Yareta z.T. bis in Höhen von knapp 5 000 m vorhanden. Gräser wachsen bis in eine Höhenlage von ca. 5 000 m, vereinzelt sogar bis 5 200 m und hemmen die flächig vorhandene Solifluktion. Die westlichen Täler des Cerro Sillajhuay sind dagegen ärmer an Vegetation, die Yareta ist selten und Baumwuchs nicht vorzufinden. Dies dürfte Ausdruck von Ost nach West abnehmender Niederschläge sein.

3 Tageszeitenrhythmus der Oberflächen- und Bodentemperaturen

3.1 Bodentemperatur- und Luftfeuchtemessungen in verschiedenen Höhen

Da die Ausbildung der Periglazialformen in hohem Maße durch das Klima bestimmt wird, wurden Bodentemperatur- und Luftfeuchtemessungen durchgeführt. In mehrtägigen Messreihen sollten die Bodentemperaturverhältnisse in verschiedenen Höhenlagen (4 260 m, 4.950 m, 5 650 m) mit Hilfe von Dataloggern jeweils an der Bodenoberfläche, sowie in 5, 10, 20 und 50 cm Tiefe ermittelt werden. Leider fielen die Logger trotz intensiver Tests in Erlangen vor Ort teilweise aus. So zeichnete der Datalogger in 4 260 m nur eine 14-tägige Messperiode auf und der unter extremsten klimatischen Bedingungen arbeitende Logger in 5 650 m Höhe speicherte die Daten nur ab einer bestimmten Außentemperatur. Gerade die Klimadaten in diesem Höhen-segment sind für die Aussagen zur morphologischen Entwicklung besonders wichtig. Alle Messstellen der Datalogger wurden im Tal des Rio Blanco in einheitlicher Südostexposition gewählt, um die Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten. Logger 1 stand auf den Fußflächen in 4 260 m Höhe, Logger 2 in 4 950 m Höhe auf einem kleinen Hügel am Westhang des Tales und Logger 3 in 5 650 m Höhe im oberen Drittel des Glatthanges. Zur Aufzeichnung der Luftfeuchte und -temperatur diente für einige Tage ein einfacher mechanischer Thermo-Hygrograph. Die Standorte lagen bei 4 950 m sowohl auf der Südseite als auch auf der Nordseite (vgl. Tabelle 3).

Tab. 3: Lage der Klimamessgeräte am Sillajhuay während der Geländeaufenthalte

Gerät	Höhe	Hochwert (GPS)	Rechtswert (GPS)
Logger 1	4 260 m	7.807.880	535.870
Logger 2	4 950 m	7.814.560	533.180
Logger 3	5 650 m	7.815.740	532.480
Thermohygrograph 1	4 950 m	7.814.560	533.180
Thermohygrograph 2	4 950 m	7.821.280	527.860

Quelle: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998

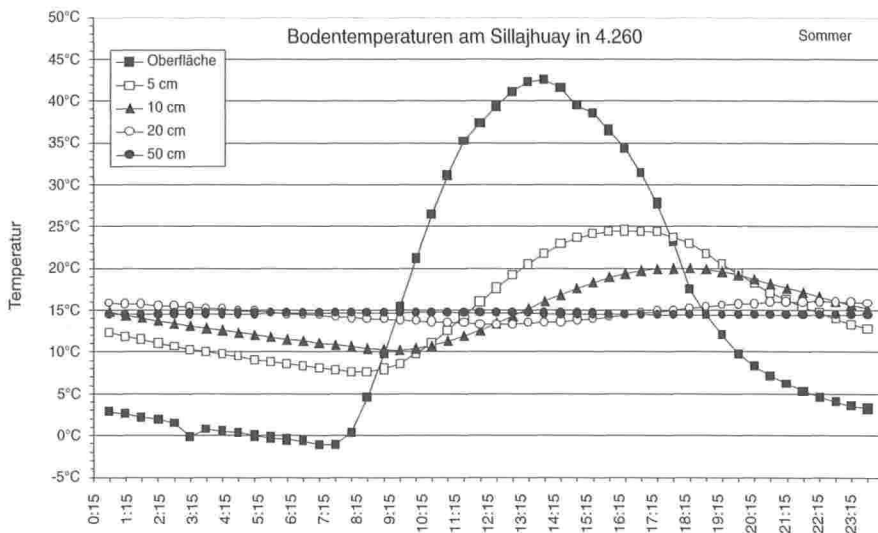


Abb. 11: Mittlere Tagesgänge der Bodentemperaturen verschiedener Tiefe: Messreihen am Sillajhuay vom 8.3. bis 15.3.98 (aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998)

So lagen die Tagesmaxima der unmittelbar an der Oberfläche gemessenen Temperatur zu Herbstbeginn an der Messstation in 4 260 m Höhe bei etwa 42 °C, die Minima aber bei etwa –2 °C. Auch an der 5 650 m hoch gelegenen Station wurden noch durchschnittliche Tagesmaxima von 36 °C gemessen. Leider sind nachts keine Daten aufgezeichnet worden, aber die Temperatur dürfte mehrere Grad Celsius unter Null betragen haben, was ebenfalls Tagesschwankungen von mehr als 40 K bedeutet. Der Trend wird von den Ergebnissen in 4 950 m bestätigt. Interessanterweise sind die Oberflächentemperaturen tagsüber in 5 650 m trotz stärkerer Hangneigung (Südostexposition) etwas höher als in 4 950 m. Das kann durch die exponiertere Lage der Messstelle 3 verursacht sein, indem der Wind den etwas herausragenden Hügel stärker umströmt und daher die an der Oberfläche entstandene Wärme schneller abgeführt wird. Oder es kam zu Materialverlagerungen an den Messsensoren, obwohl diese mit größter Sorgfalt eingebracht wurden. Gerade an der Oberfläche können geringe, z.B. weggeblasene Materialmengen, das Messergebnis stark beeinflussen.

Gegenüber der Bodenoberfläche folgen die Tagesmaxima im Boden je nach Tiefe und Bodenbeschaffenheit mit mehr oder weniger großer Verzögerung: In 5 cm Tiefe wird das Tagesmaximum gegen 16:30 Uhr und in 10 cm gegen 19 Uhr erreicht. Das 20 cm-Maximum wird erst am späten Abend, zwischen 20 und 21 Uhr, das nur mehr ganz schwach ausgebildete 50 cm-Maximum gar erst am nächsten Vormittag, zwischen 5 und 11 Uhr durchlaufen. Selbstverständlich nehmen die Schwankungen mit der Tiefe schnell ab. In mehr als 50 cm Tiefe ist nur noch die Jahresschwankung erkennbar.

0 °C bis 0,3 °C am Gefrierpunkt. Die Permafrosttiefe liegt in 5 650 m Höhe Ende des Sommers also bei 50 cm oder knapp darunter. Aus den spärlichen Werten für 5 und 10 cm Tiefe kann die Vermutung abgeleitet werden, dass der Boden nachts von oben einfriert. Nach den Messergebnissen für 20 cm Tiefe friert er allerdings nicht durch.

Wie bereits erwähnt, wurden während des Geländeaufenthaltes auch Messungen mit einem Thermohygrographen durchgeführt. In Abbildung 13 sind die wichtigsten Ergebnisse zusammengefasst. Einer Messperiode am Südteil des Cerro Sillajhuay steht eine am Nordteil gegenüber. Dargestellt sind die Durchschnittswerte der 2-tägigen (25.2.-27.2.98) Messperiode am Südteil bzw. 4-tägigen (12.3.-16.3.98) Messperiode am Nordteil. Trotz der strahlungsklimatisch günstigeren Nordexposition liegen die Tagesmaxima am Nordteil unter denen vom Südteil. Hier spiegelt sich die veränderte Witterungssituation wider: Vor der zweiten Messperiode flossen feuchtere Luftmassen ein, die über Bolivien allabendlich heftige Gewitter verursachten, allerdings während der Messperiode relativ stabil waren, denn die Feuchtwerte differieren zu den jeweiligen Tageszeiten höchstens um 10%. Ein erneuter Einbruch von feuchten Luftmassen führte dann in der Nacht zum 17.3.98 zu Niederschlägen am Cerro Sillajhuay und einer geschlossenen Schneedecke. Die höhere Luftfeuchte bedingte auch höhere Nachttemperaturen.

Auffallend im Temperaturverlauf beider Messpunkte ist ein Rückgang der Temperaturen zwischen 13 und 15 Uhr. In dieser Zeitspanne bildete sich über dem Gipfelbereich fast täglich eine kräftige, in sich stark bewegte Konvektionsbewölkung aus, die häufig den gesamten Berg mit schnellem Wolkenwechsel in ein Lichtwechselfspiel tauchte. Starke Strahlungsumsätze erzeugen auch die hohen Tagesschwankungen der Temperatur. An beiden Standorten erreicht die mittlere Tagesschwankung noch im Spätsommer Werte von 35 bis 38 K! In einer Höhe von 4 950 m sind maximale Lufttemperaturen in 15 cm Messhöhe von 35 – 36 °C sicher beachtliche Werte! Der Tagesgang der Luftfeuchte wird dadurch charakterisiert, dass die höchsten Werte nicht wie zu erwarten beim Temperaturminimum in den frühen Morgenstunden verzeichnet werden, sondern bereits in den Abendstunden gegen 20 Uhr. Dieses Phänomen wurde bereits von SCHRÖDER & SCHMIDT (1997) am Llullaillaco und SCHMIDT (1999) am Sairecabur beschrieben: Die Luftfeuchte steigt ab 15 Uhr stark an und erreicht am Abend gegen 20 Uhr ihr Maximum. In den folgenden Stunden fällt sie daraufhin wieder ab und erreicht bei Sonnenaufgang erneut ein kleines Maximum.

Dieser überraschende Tagesgang der relativen Luftfeuchtigkeit konnte nördlich des Salar de Atacama im Bereich des Sairecabur von SCHMIDT (1999) als Folge tagesperiodisch wechselnder Hangwindzirkulationen und somit als Charakteristikum der andinen Hochlagen identifiziert werden. Auch in den Hochbereichen des Cerro Sillajhuay nimmt somit eine thermo-orographisch induzierte Tageswindzirkulation eine wichtige Rolle im Klimasystem ein.

Für das Verständnis der anemometrischen Bedingungen in dieser Höhe muss der vertikale Aufbau der Troposphäre berücksichtigt werden: Im Hochbereich der nordchilenischen Anden überlagert sich tagsüber die thermisch induzierte Hangwindzirkulation der Grundsicht mit den synoptischen Windfeldern der vorherrschenden Großwetterlage. Mit dem abendlichen Rückgang der Windgeschwindigkeiten nimmt bei abnehmender Lufttemperatur und aufsteigendem Luftstrom die relative Luftfeuchtigkeit schnell zu. Schließlich kommt es zur großräumigen Umstellung der Hangzirkulation so dass bei fortan absteigendem Luftstrom plötzlich eine Abtrocknung der Luft zu verzeichnen ist. Das Feuchtemaximum liegt somit erstaunlicherweise noch weit vor Mitternacht!

3.2 Expositions- und materialbedingter Tageszeitenrhythmus der Oberflächentemperatur

Um den expositions- und materialbedingten Tageszeitenrhythmus in Abhängigkeit der Sonneneinstrahlung zu ermitteln, wurden während des Forschungsaufenthaltes im Februar und März 1998 entlang einer West-Ost orientierten Talquerprofilinie durch das obere Tal des Rio Blanco Oberflächentemperaturmessungen durchgeführt. Die in Auszügen nachfolgend beschriebenen Messergebnisse sollen später mit den aus dem digitalen Höhenmodell errechneten Ergebnissen der Sonneneinstrahlung verglichen und zur Interpretation herangezogen werden. Weitere Messdaten und die genauen Messergebnisse können SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH (1998) entnommen werden.

Die Oberflächentemperaturmessung erfolgte mittels zweier Infrarotmessgeräte des Fabrikats „AMIR Raynger ST“. Die einzelnen Messpunkte wurden nach der Exposition, der Oberflächenbeschaffenheit, dem Material und der Farbe ausgewählt. Die Messungen führten zwei Personen durch, die die einzelnen Messpunkte in einem zweistündigem Rhythmus abgingen. Zwischen 0 und 6 Uhr wurde auf die Messungen verzichtet, da während dieser Zeit eine kontinuierliche Ausstrahlung herrschte und eine Besonderheit in der Temperaturentwicklung nicht zu erwarten war. Ein Messdurchlauf dauerte im Durchschnitt etwa 45 Minuten; die unten angegebenen Zeiten stellen somit Mittelwerte dar. Mit der ersten Messung wurde am 26.2.98 um ca. 15.30 Uhr begonnen. An diesem Tag herrschte ein ausgesprochenes Strahlungsklima. Am nächsten Morgen zog um ca. 9 Uhr Bewölkung auf, so dass die Messung zu diesem Zeitpunkt abgebrochen werden musste. Fortgeführt wurde die Messung am 6.3. An diesem Tag war der Himmel wieder wolkenlos. Dabei wurden die 6 Uhr- und die 8 Uhr-Messung zur besseren Vergleichbarkeit der Daten wiederholt. Die Temperaturen lagen bei der zweiten Messung im Schnitt um ca. 2 K höher. Die dargestellten Werte von 6 Uhr bis 14 Uhr entstammen der Messung vom 6.3., die Werte von 16 bis 0 Uhr der Messung vom 26.2. So sind auch die in den meisten Temperaturverläufen deutlich sichtbaren Einschnitte zwischen 14 und 16 Uhr auf den un-

Die westexponierte Felswand besitzt um diese Uhrzeit dagegen ihr Temperaturmaximum von 43°C. Da diese ab 12 Uhr insgesamt sechs Stunden lang der Sonne ausgesetzt ist und die Sonne bis zu ihrem Verschwinden hinter dem Bergrücken mit immer steilerem Winkel auf die Felswand trifft, steigt die Oberflächentemperatur stetig an. Sobald die Sonnenstrahlen verschwunden sind, fällt die Oberflächentemperatur in etwa genauso schnell, wie sie angestiegen ist, also wesentlich schneller als die Temperatur der ostexponierten Wand. Daher ist die Intensität der physikalischen Verwitterung auf dem westexponierten Hang entsprechend stärker als auf dem ostexponierten. Der Hang direkt unterhalb der westexponierten Felswand besteht dementsprechend fast ausschließlich aus Verwitterungsgrus, während der gegenüberliegende teilweise mit Vegetation bewachsen ist. Verschiedene andere Temperaturverläufe unter ähnlichen Bedingungen sehen entsprechend aus.

Der zweite Aspekt, der dargestellt werden soll, ist die Oberflächentemperaturentwicklung an den verschiedenen Expositionen eines größeren Blockes. Diese Messung erfolgte an einem abgerundeten, ca. 1,5 x 1 m großen Porphyrt auf einem Seitenmoränenwall am westexponierten Hang in einer Höhe von ca. 4720 m. Dabei wurde die Entwicklung der Oberflächentemperaturen in den vier Expositionen West, Ost, Nord und Süd aufgenommen (vgl. Abb. 15). Die unterschiedlichen Neigungs-

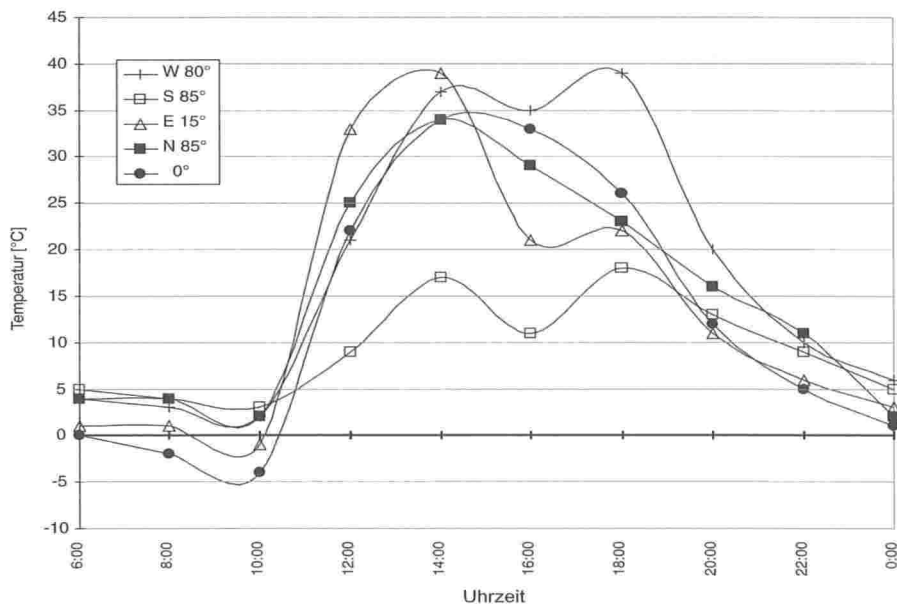


Abb. 15: Vergleich des Oberflächentemperaturverlaufs der unterschiedlichen Expositionen und Neigungen eines Blockes (aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998)

und in den folgenden vier Stunden weiter leicht an. Mit 18°C wurde auch hier die höchste Temperatur um 18 Uhr gemessen. Der anschließende Temperaturrückgang verläuft noch etwas langsamer wie der Anstieg.

Der größte Temperaturunterschied an der Oberfläche des Steines wurde um 12 Uhr zwischen der süd- und ostexponierten Seite mit 24 K gemessen. Der Unterschied zwischen der süd- und der westexponierten betrug um 18 Uhr 21 K.

Desweiteren wurde der Oberflächentemperaturverlauf der unterschiedlichen Materialgrößen betrachtet (Abb. 16). Die Messung des im Folgenden vorgestellten Beispiels erfolgte am ersten kurzen Anstieg in unmittelbarer Nähe des Bachverlaufes im Talgrund auf etwa 4 630 m Höhe. Der Hang liegt westexponiert und besitzt eine Neigung von ca. 40°. Er wurde von kurz nach 9 bis kurz vor 18 Uhr von der Sonne beschienen. Gemessen wurde eine gelblich-braune Sandfläche, ein gelbliches Kieskonglomerat und ein rötlich-brauner Porphy.

Die kältesten Temperaturen wurden etwa um 8 Uhr gemessen. Dabei lag die Temperatur des Steines mit -3°C nur geringfügig höher als die des Sandes und des Kieskonglomerates mit -4°C. Sobald die Sonnenstrahlen jedoch auf die Flächen treffen wird ein starker Unterschied deutlich. Die Temperatur des Sandes steigt von 10 bis 12 Uhr um 32 K auf 38°C, das Kieskonglomerat um 18 K auf 22°C und der Porphy während des gleichen Zeitraumes lediglich um 12 K auf 17°C. Das gemessene Temperaturmaximum betrug beim Sand 53°C um 14 Uhr. Zieht man die Messungen der Oberflächentemperaturen zum Vergleich heran, die im halbstündigen Rhyth-

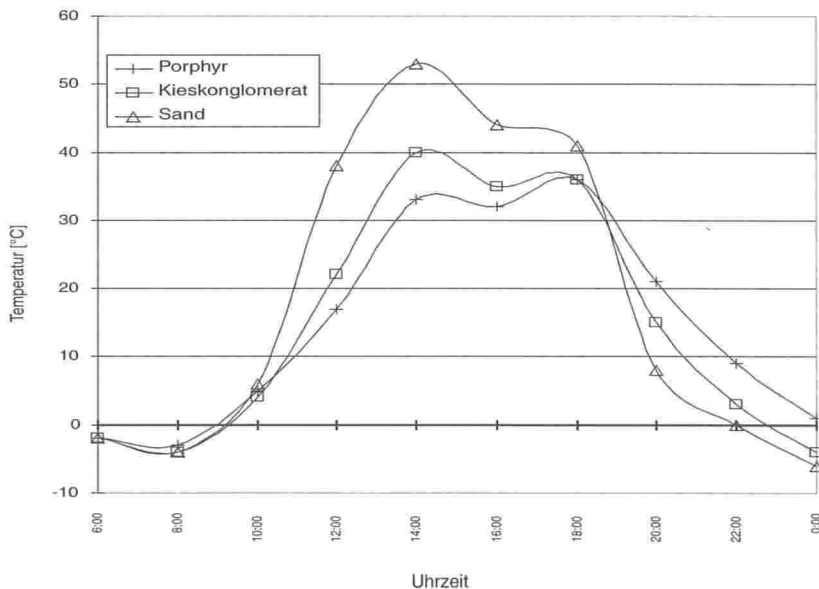


Abb. 16: Verlauf der Oberflächentemperaturen bei unterschiedlichen Oberflächen

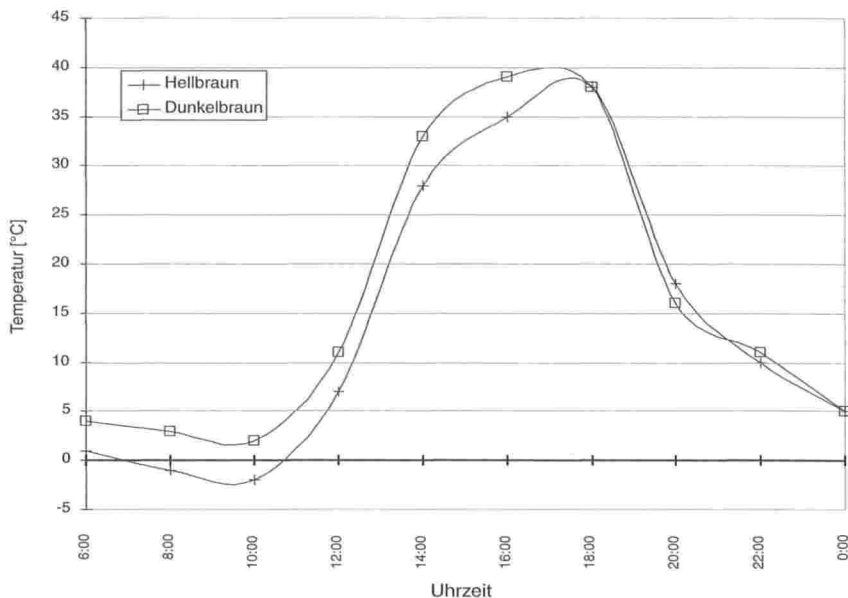


Abb. 17: Verlauf der Oberflächentemperatur bei unterschiedlicher Farbe

Die höchsten Temperaturamplituden wurden auf abgestorbener Vegetation festgestellt (Abb. 18). Dabei handelte es sich entweder um Grasbüschel, kleine Blätter oder abgestorbene Teile der Yareta. Die geringsten Temperaturamplituden bei besonnten Flächen wiesen die Oberflächen von lebender Vegetation auf. Als Beispiel dienen zwei nebeneinander liegende lebende und abgestorbene Grasbüschel auf einer Höhe von 4 629 m, einer Südostexposition auf dem ostexponierten Hang und einer Neigung von 9°. Die Farbe des lebenden Grasbüschels war ein vitales Grün mit einzelnen braunen Halmen, während das abgestorbene eine graue und teilweise schwarze Farbe hatte.

Sehr interessant ist auch die Betrachtung des Oberflächentemperaturverlaufes in Abhängigkeit von der Neigung. Zum einen werden die geringer geneigten Flächen im Durchschnitt länger von der Sonne beschienen, zum anderen genießen diese aufgrund des hohen Sonnenstandes stärkere Einstrahlungswerte. Die Maximalwerte dürften bei Neigungen von ca. 15° liegen. Weiterhin auffällig sind die meist niedrigeren Nachttemperaturen der Talgründe und flachen Hängen. In Abb. 19 werden diese Tendenzen verdeutlicht. Die beiden Messpunkte lagen dicht beieinander an einem rötlich-braunen Fels in einer Höhenlage von 4 655 m. Durch die zunächst niedrig stehende Sonne steigt die Temperatur morgens an dem steileren Fels stärker an (27 K zu 24 K), fällt jedoch, obwohl noch von der Sonne beschienen, bereits nach zehn Uhr wieder ab, während der flach geneigte Fels erst um ca. 14 Uhr seine Maximaltemperatur aufweist. Anschließend fällt auch hier die Temperatur wieder, trotzdem die nun wieder niedriger stehende Sonne noch auf die Oberfläche strahlt. Deut-

lich ersichtlich sind die Unterschiede der Temperaturamplituden und der Extremwerte. Bei der 80° geneigten Fläche weist die Amplitude 27 K mit einem Minimum von 1°C und Maximum von 28°C auf, während diese Werte bei der 12° geneigten Fläche 38 K, -4°C, bzw. 34°C betragen. Die Besonnungsdauer bemisst sich bei der starken Neigung auf ca. 5 h und bei der flachen mindestens auf 8 h.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Exposition und Neigung bei diesen extremen Strahlungswerten einen erheblichen Einfluss auf den Verlauf der Oberflächentemperaturen haben. Die zudem starken Temperaturgegensätze zwischen Tag und Nacht führen zu einer sehr starken physikalischen Verwitterung.

4 Geomorphologie des Cerro Sillajhuay

Die geomorphologische Kartierung fand 1998 im Rahmen des Forschungsprojektes „Vergleichende Periglazialmorphologie in der Atacama“ statt. Hierbei wurde der Cerro Sillajhuay im März/April 1998 begangen und dabei die geomorphologischen Prozesse und Formen untersucht und kartiert. Die Höhenlage der Geländebegabung lag zwischen 4300 und knapp 6000 m. Trotzdem konnten weite Bereiche des Berges abgelaufen werden. Leider mussten die Hänge auf der bolivianischen Seite aufgrund bergbaulicher Aktivitäten und Sprengungen (vermutlich zum Sulfatabbau) von der Untersuchung ausgespart bleiben. Eine längere Einsicht vom Gipfel aus gestaltete sich aufgrund der Höhenlage und der dort herrschenden extremen Wetterlagen sehr schwierig. Weiterhin konnte für das westlichste Tal aufgrund der peripheren Lage zu den Basisstationen und des auf dem Weg dorthin fehlenden Wassers nur eine Sichtkartierung vorgenommen werden.

Zur Überprüfung und Anpassung der Geländekartierung diente die Interpretation der Luftbilder mit einem Stereoskop. Eine vorherige Luftbildkartierung war leider nicht möglich, da die Luftbilder erst in Santiago de Chile besorgt werden konnten. Die Gestaltung der geomorphologischen Karte erfolgte am Computer mit dem Programm „FREEHAND“, einem Grafikprogramm, das durch seine Funktionsvielfalt und Leistungsfähigkeit dem Multi-Layer-Konzept einer geomorphologischen Karte entgegenkommt. Durch Ein- und Ausblenden einzelner Ebenen können gezielt Formen oder Prozesse miteinander kombiniert und evtl. auftretende Abhängigkeiten übersichtlich dargestellt werden. Die Signaturen folgen im wesentlichen der „Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen“ (GMK Hochgebirge, KNEISEL ET AL. 1998). Für die spezifischen Formen der ariden Hochgebirge waren jedoch einige Anpassungen notwendig.

Zum Verständnis der geomorphologischen Karte (Kartenbeilage) sollen alle eingezeichneten Formen nachfolgend beschrieben werden. Wo es sinnvoll erscheint, wird gleichzeitig auf die Darstellungsmöglichkeit durch ein digitales Geländemodell (DGM, vgl. Kap. 6) hingewiesen.

Für das Verständnis der anemometrischen Bedingungen in dieser Höhe muss der vertikale Aufbau der Troposphäre berücksichtigt werden: Im Hochbereich der nordchilenischen Anden überlagert sich tagsüber die thermisch induzierte Hangwindzirkulation der Grundsicht mit den synoptischen Windfeldern der vorherrschenden Großwetterlage. Mit dem abendlichen Rückgang der Windgeschwindigkeiten nimmt bei abnehmender Lufttemperatur und aufsteigendem Luftstrom die relative Luftfeuchtigkeit schnell zu. Schließlich kommt es zur großräumigen Umstellung der Hangzirkulation so dass bei fortan absteigendem Luftstrom plötzlich eine Abrocknung der Luft zu verzeichnen ist. Das Feuchtemaximum liegt somit erstaunlicherweise noch weit vor Mitternacht!

3.2 Expositions- und materialbedingter Tageszeitenrhythmus der Oberflächentemperatur

Um den expositions- und materialbedingten Tageszeitenrhythmus in Abhängigkeit der Sonneneinstrahlung zu ermitteln, wurden während des Forschungsaufenthaltes im Februar und März 1998 entlang einer West-Ost orientierten Talquerprofilinie durch das obere Tal des Rio Blanco Oberflächentemperaturmessungen durchgeführt. Die in Auszügen nachfolgend beschriebenen Messergebnisse sollen später mit den aus dem digitalen Höhenmodell errechneten Ergebnissen der Sonneneinstrahlung verglichen und zur Interpretation herangezogen werden. Weitere Messdaten und die genauen Messergebnisse können SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH (1998) entnommen werden.

Die Oberflächentemperaturmessung erfolgte mittels zweier Infrarotmessgeräte des Fabrikats „AMIR Raynger ST“. Die einzelnen Messpunkte wurden nach der Exposition, der Oberflächenbeschaffenheit, dem Material und der Farbe ausgewählt. Die Messung führten zwei Personen durch, die die einzelnen Messpunkte in einem zweistündigem Rhythmus abgingen. Zwischen 0 und 6 Uhr wurde auf die Messungen verzichtet, da während dieser Zeit eine kontinuierliche Ausstrahlung herrschte und eine Besonderheit in der Temperaturentwicklung nicht zu erwarten war. Ein Messdurchlauf dauerte im Durchschnitt etwa 45 Minuten; die unten angegebenen Zeiten stellen somit Mittelwerte dar. Mit der ersten Messung wurde am 26.2.98 um ca. 15.30 Uhr begonnen. An diesem Tag herrschte ein ausgesprochenes Strahlungsklima. Am nächsten Morgen zog um ca. 9 Uhr Bewölkung auf, so dass die Messung zu diesem Zeitpunkt abgebrochen werden musste. Fortgeführt wurde die Messung am 6.3. An diesem Tag war der Himmel wieder wolkenlos. Dabei wurden die 6 Uhr- und die 8 Uhr-Messung zur besseren Vergleichbarkeit der Daten wiederholt. Die Temperaturen lagen bei der zweiten Messung im Schnitt um ca. 2 K höher. Die dargestellten Werte von 6 Uhr bis 14 Uhr entstammen der Messung vom 6.3., die Werte von 16 bis 0 Uhr der Messung vom 26.2. So sind auch die in den meisten Temperaturverläufen deutlich sichtbaren Einschnitte zwischen 14 und 16 Uhr auf den un-

terschiedlichen Messzeitraum zurückzuführen. Im folgenden werden repräsentative Messergebnisse vorgestellt.

Die beiden in Abbildung 14 dargestellten Kurven kennzeichnen den Temperaturverlauf von Felswänden am West- und Osthang des Tales des Rio Blanco. Die westexponierte Felswand beginnt bei einer Höhe von ca. 4740 m, hat eine rötlich-braune Oberflächenfarbe und besitzt eine Neigung von etwa 80°. Die ostexponierte Felswand beginnt auf der gleichen Höhe von etwa 4740 m, hat eine ähnliche rötliche Oberflächenfarbe und besitzt eine Neigung von etwa 70°. Die beiden Felswände sind somit gut miteinander zu vergleichen.

Aufgrund der Expositionsunterschiede wird der ostexponierte Fels von ca. 10 bis kurz nach 12 Uhr von der Sonne beschienen, der westexponierte dagegen nachmittags von ca. 12 bis 18 Uhr. Deutlich zu erkennen sind die gegensätzlichen Zeiten der Temperaturmaxima, die jeweils am Ende der Sonnenbestrahlung liegen, also beim ostexponierten um ca. 12 Uhr, beim westexponierten bei ca. 18 Uhr. Weiterhin auffällig ist der sofortige sehr starke Anstieg der Oberflächentemperatur, sobald die Sonnenstrahlen die Felsoberfläche erreichen. Innerhalb von zwei Stunden steigt die Oberflächentemperatur des ostexponierten Felses um 26 K von 5°C auf 31°C an. Die weitere Erwärmung ist langsamer, da die Sonnenstrahlen in einem immer flacher werdenden Winkel auf die Oberfläche fallen und die Felswand schließlich kurz nach 12 Uhr ganz im Schatten steht. Von nun an kühlt die Felswand relativ langsam ab. Um ca. 18 Uhr liegt die Temperatur der Felswand wieder unter 10°C.

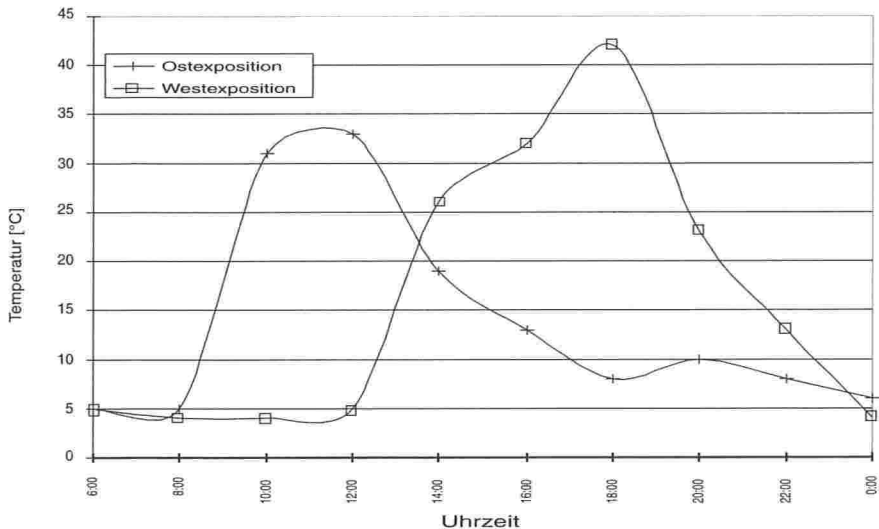


Abb. 14: Vergleich des Oberflächentemperaturverlaufs von ost- und westexponiertem Fels (aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998)

Die westexponierte Felswand besitzt um diese Uhrzeit dagegen ihr Temperaturmaximum von 43°C. Da diese ab 12 Uhr insgesamt sechs Stunden lang der Sonne ausgesetzt ist und die Sonne bis zu ihrem Verschwinden hinter dem Berggrücken mit immer steilerem Winkel auf die Felswand trifft, steigt die Oberflächentemperatur stetig an. Sobald die Sonnenstrahlen verschwunden sind, fällt die Oberflächentemperatur in etwa genauso schnell, wie sie angestiegen ist, also wesentlich schneller als die Temperatur der ostexponierten Wand. Daher ist die Intensität der physikalischen Verwitterung auf dem westexponierten Hang entsprechend stärker als auf dem ostexponierten. Der Hang direkt unterhalb der westexponierten Felswand besteht dementsprechend fast ausschließlich aus Verwitterungsgrus, während der gegenüberliegende teilweise mit Vegetation bewachsen ist. Verschiedene andere Temperaturverläufe unter ähnlichen Bedingungen sehen entsprechend aus.

Der zweite Aspekt, der dargestellt werden soll, ist die Oberflächentemperaturentwicklung an den verschiedenen Expositionen eines größeren Blockes. Diese Messung erfolgte an einem abgerundeten, ca. 1,5 x 1 m großen Porphyry auf einem Seitenmoränenwall am westexponierten Hang in einer Höhe von ca. 4 720 m. Dabei wurde die Entwicklung der Oberflächentemperaturen in den vier Expositionen West, Ost, Nord und Süd aufgenommen (vgl. Abb. 15). Die unterschiedlichen Neigungs-

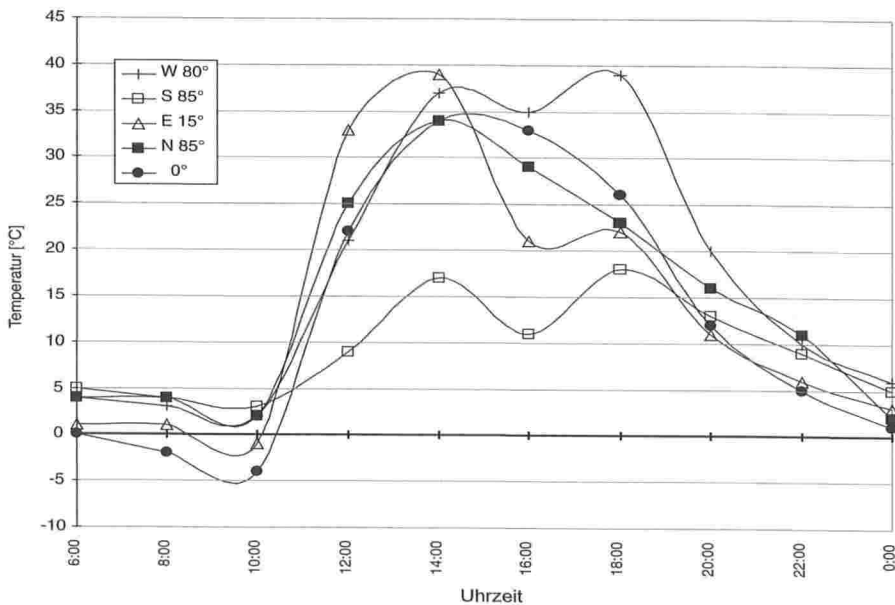


Abb. 15: Vergleich des Oberflächentemperaturverlaufs der unterschiedlichen Expositionen und Neigungen eines Blockes (aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998)

Tab. 4: Die Temperaturmesspunkte an einem ca. 1,5 x 1 m großen Porphyrblock

<i>Exposition</i>	<i>Neigung</i>	<i>Farbe</i>	<i>Art der Oberfläche</i>
West	80°	grau-braun	rauh
Süd	85°	rötlich-braun	glatt
Ost	15°	rötlich-braun	rauh
Nord	85°	rötlich-braun	glatt
	0°	rötlich-braun	glatt

winkel und die Oberflächenbeschaffenheit und die Farbe waren durch den ausgewählten Stein vorgegeben. Zudem wurde noch auf der Einebnung am höchsten Punkt des Steines gemessen. Die Messpunkte werden in Tabelle 4 kurz charakterisiert.

Die Einschnitte bei 16 Uhr sind wiederum auf den veränderten Messzeitraum zurückzuführen. Die kältesten gemessenen Temperaturen wurden kurz vor dem Beginn der Sonneneinstrahlung um 10 Uhr festgestellt. Dabei ist eine Abhängigkeit vom Neigungswinkel festzustellen. Die ebene Fläche hatte mit -4°C die tiefste Temperatur und die 85° steile Südseite mit 3°C die höchste. Erscheint die Sonne über dem Bergrücken, so werden zunächst die flache ostexponierte Seite und die ebene Fläche beschienen. Die Temperaturen dieser beiden Flächen steigen sofort steil an, die ostexponierte um 34 K auf 33°C und die ebene um 26 K auf 22°C . Am geringsten steigt die Temperatur der nicht besonnten Südseite an (um 6 K auf 9°C). Durch den hohen Sonnenstand werden auch die West- und Nordseite bereits stark erwärmt (um 19 K auf 21°C , bzw. um 23 K auf 25°C).

Um 14 Uhr ist auf der ostexponierten Seite das Maximum mit 39°C erreicht. Eine ähnliche Entwicklung wurde auch am ostexponierten Hang festgestellt. Der anschließende Temperaturrückgang ist aufgrund der flachen Neigung nicht so stark, wie beim vergleichbaren Hang. Um 18 Uhr ist noch eine Temperatur von 22°C gemessen worden.

Ebenfalls erreicht um 14 Uhr die nordexponierte Seite ihr Temperaturmaximum mit 34°C . Der anschließende Temperaturrückgang erfolgt relativ langsam. Um 18 Uhr betrug die Temperatur noch 23°C .

Ein leicht gegensätzliches Verhalten der Oberflächentemperatur zeigte sich auf der westexponierten Seite. Hier wurde das Maximum mit 39°C erst um 18 Uhr erreicht. Die Temperatur stieg bis 14 Uhr stark und anschließend noch leicht bis 18 Uhr an. Hätte man am zweiten Messdurchgang noch einmal bis 18 Uhr gemessen, so wäre die Temperatur wohl noch etwas höher gelegen. Nachdem die Sonne nun hinter dem Bergrücken verschwunden war, fiel die Temperatur nun sehr stark (um 19 K bis 20 Uhr).

Sehr ausgeglichen ist dagegen der Temperaturverlauf auf der nicht besonnten südexponierten Seite. Von 10 bis 14 Uhr steigt die Temperatur um 14 K auf 17°C

und in den folgenden vier Stunden weiter leicht an. Mit 18°C wurde auch hier die höchste Temperatur um 18 Uhr gemessen. Der anschließende Temperaturrückgang verläuft noch etwas langsamer wie der Anstieg.

Der größte Temperaturunterschied an der Oberfläche des Steines wurde um 12 Uhr zwischen der süd- und ostexponierten Seite mit 24 K gemessen. Der Unterschied zwischen der süd- und der westexponierten betrug um 18 Uhr 21 K.

Desweiteren wurde der Oberflächentemperaturverlauf der unterschiedlichen Materialgrößen betrachtet (Abb. 16). Die Messung des im Folgenden vorgestellten Beispielles erfolgte am ersten kurzen Anstieg in unmittelbarer Nähe des Bachverlaufes im Talgrund auf etwa 4 630 m Höhe. Der Hang liegt westexponiert und besitzt eine Neigung von ca. 40°. Er wurde von kurz nach 9 bis kurz vor 18 Uhr von der Sonne beschienen. Gemessen wurde eine gelblich-braune Sandfläche, ein gelbliches Kieskonglomerat und ein rötlich-brauner Porphy.

Die kältesten Temperaturen wurden etwa um 8 Uhr gemessen. Dabei lag die Temperatur des Steines mit -3°C nur geringfügig höher als die des Sandes und des Kieskonglomerates mit -4°C. Sobald die Sonnenstrahlen jedoch auf die Flächen treffen wird ein starker Unterschied deutlich. Die Temperatur des Sandes steigt von 10 bis 12 Uhr um 32 K auf 38°C, das Kieskonglomerat um 18 K auf 22°C und der Porphy während des gleichen Zeitraumes lediglich um 12 K auf 17°C. Das gemessene Temperaturmaximum betrug beim Sand 53°C um 14 Uhr. Zieht man die Messungen der Oberflächentemperaturen zum Vergleich heran, die im halbstündigen Rhyth-

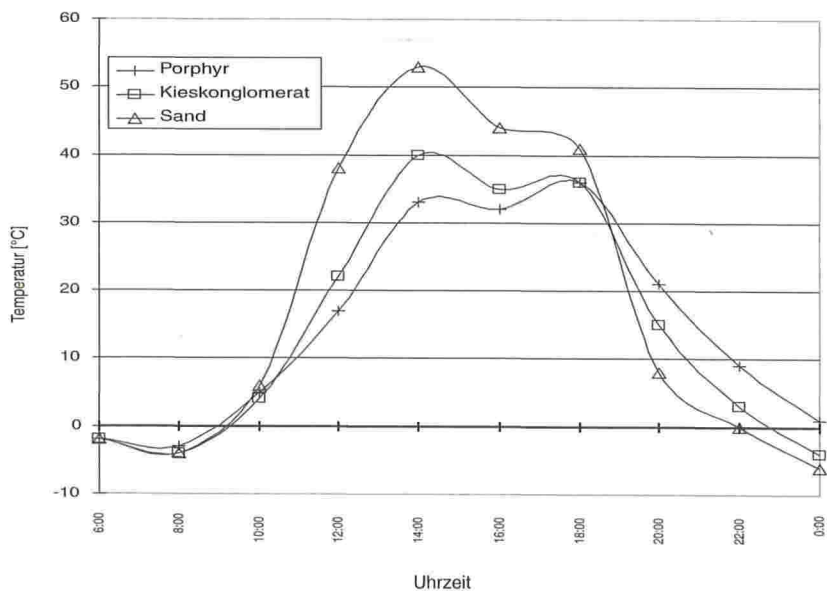


Abb. 16: Verlauf der Oberflächentemperaturen bei unterschiedlichen Oberflächen

mus mit den Dataloggern gemessen wurden, so ist davon auszugehen, dass das Temperaturmaximum um ca. 14.30 Uhr erreicht wird und somit um wenige Grade höher liegen dürfte. Das starke Abfallen bis 16 Uhr liegt in der beschriebenen Unterbrechung des Messzeitraumes. Nach Beendigung des Sonnenscheins ab ca. 18 Uhr kühlte der Sand bis 20 Uhr wieder um 33 K auf 8°C ab.

Das Temperaturmaximum des Kieskonglomerats wurde ebenfalls um 14 Uhr gemessen und betrug 40°C. Bis 18 Uhr kühlt die Temperatur nur wenig ab und auch die nachfolgende Abkühlung um 21 K auf 15°C war weniger stark als beim Sand.

Noch ausgeglichener sind die Oberflächentemperaturverhältnisse beim Porphyry. Das Temperaturmaximum von 36°C wurde erst um 18 Uhr gemessen und liegt trotz der dunkleren Farbe unter dem Maximum des Kieskonglomerates. Unter Berücksichtigung des anderen Messzeitraumes könnte das Maximum um ein bis zwei Grad höher liegen, es bliebe aber unter dem des Konglomerates. Die Abkühlung des Porphyres vollzog sich mit 15 K auf 21 °C zwischen 18 und 20 Uhr langsamer als die des Sandes und des Konglomerates. Selbst um 0 Uhr lag die Temperatur der Oberfläche des Steines mit einem Grad noch um 7 K über dem des Sandes. Erst in den Morgenstunden um etwa 6 Uhr waren die Temperaturen der unterschiedlichen Materialien gleich. Insgesamt lässt sich feststellen, dass sich der Anstieg und Abfall der Oberflächentemperaturen mit zunehmender Größe der Materialien verzögert und die Amplitude geringer wird. Die Temperaturamplitude des Sandes betrug fast 60 K, die des dunkleren Porphyres lediglich knapp über 30 K.

Ein weiterer Untersuchungsgegenstand war der Einfluss der Farbe auf den Verlauf der Oberflächentemperatur (Abb. 17). Als Beispiel sollen hier zwei jeweils ca. 40 x 40 cm große Porphyre dienen, wobei die Farbe des einen dunkelbraun war, und die des anderen ein leicht ins Rosa gehendes Hellbraun. Die Oberfläche des dunkelbraunen Porphyres war etwas rauher. Die Porphyre lagen dicht nebeneinander und hatten eine Exposition nach WSW und eine Neigung von ca. 20°. Sie lagen auf einer Höhe von 4 740 m.

Da sie sich auf dem westexponierten Hang befanden, wurden sie erst weit nach 10 Uhr von der Sonne beschienen und ihr Temperaturminimum konnte um 10 Uhr gemessen werden. Der dunkle hatte eine Temperatur von 2°C, der helle von -2°C. Der Temperaturanstieg verlief fast vollkommen parallel und betrug zwischen 12 und 14 Uhr 22 bzw. 21 K. Der dunkle Porphyr hatte inzwischen eine Temperatur von 33°C und der helle 28°C. Das Maximum der Temperatur wurde beim dunklen mit 39° um 16 Uhr erreicht, der helle hatte mit 38°C um 18 Uhr sein Maximum. Diese Temperatur wurde auch beim dunklen um die gleiche Uhrzeit gemessen. Das Abkühlen der beiden Porphyre verlief nahezu gleich; von 18 bis 20 Uhr um 22, bzw. 20 K und anschließend verlief die Abkühlung langsamer. Um 0 Uhr wurde bei beiden Steinen eine Oberflächentemperatur von 5°C gemessen. Bis 6 Uhr morgens kühlte nun der helle Porphyr um 4 K mehr ab, als der dunkle (Der Temperaturunterschied wurde bei beiden Messungen festgestellt.). Dies lässt sich dadurch erklären, dass sich der dunkle Porphyr stärker und tiefer aufheizen kann und so mehr Wärme speichert.

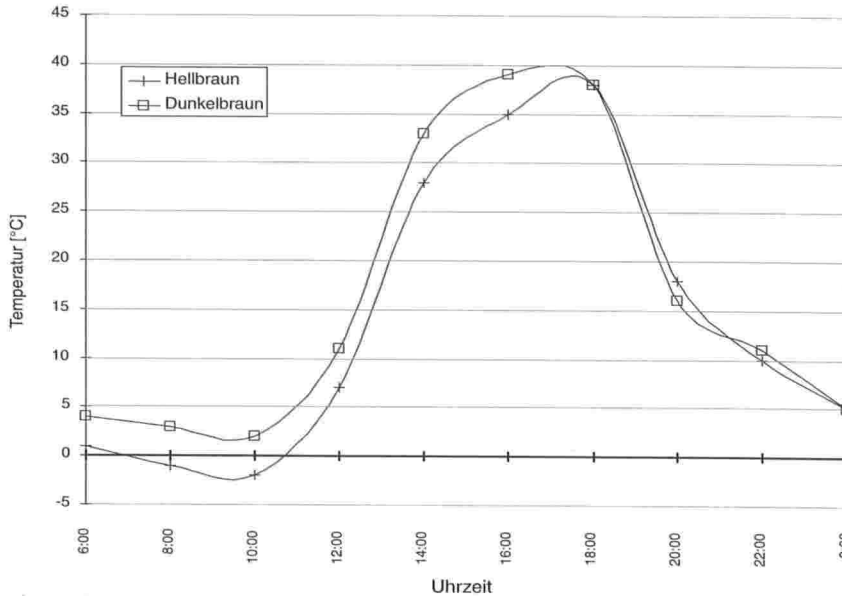


Abb. 17: Verlauf der Oberflächentemperatur bei unterschiedlicher Farbe

Die höchsten Temperaturamplituden wurden auf abgestorbener Vegetation festgestellt (Abb. 18). Dabei handelte es sich entweder um Grasbüschel, kleine Blätter oder abgestorbene Teile der Yareta. Die geringsten Temperaturamplituden bei besonnten Flächen wiesen die Oberflächen von lebender Vegetation auf. Als Beispiel dienen zwei nebeneinander liegende lebende und abgestorbene Grasbüschel auf einer Höhe von 4 629 m, einer Südostexposition auf dem ostexponierten Hang und einer Neigung von 9°. Die Farbe des lebenden Grasbüschels war ein vitales Grün mit einzelnen braunen Halmen, während das abgestorbene eine graue und teilweise schwarze Farbe hatte.

Sehr interessant ist auch die Betrachtung des Oberflächentemperaturverlaufes in Abhängigkeit von der Neigung. Zum einen werden die geringer geneigten Flächen im Durchschnitt länger von der Sonne beschienen, zum anderen genießen diese aufgrund des hohen Sonnenstandes stärkere Einstrahlungswerte. Die Maximalwerte dürften bei Neigungen von ca. 15° liegen. Weiterhin auffällig sind die meist niedrigeren Nachttemperaturen der Talgrunde und flachen Hängen. In Abb. 19 werden diese Tendenzen verdeutlicht. Die beiden Messpunkte lagen dicht beieinander an einem rötlich-braunen Fels in einer Höhenlage von 4 655 m. Durch die zunächst niedrig stehende Sonne steigt die Temperatur morgens an dem steileren Fels stärker an (27 K zu 24 K), fällt jedoch, obwohl noch von der Sonne beschienen, bereits nach zehn Uhr wieder ab, während der flach geneigte Fels erst um ca. 14 Uhr seine Maximaltemperatur aufweist. Anschließend fällt auch hier die Temperatur wieder, trotzdem die nun wieder niedriger stehende Sonne noch auf die Oberfläche strahlt. Deut-

Dritter Teil

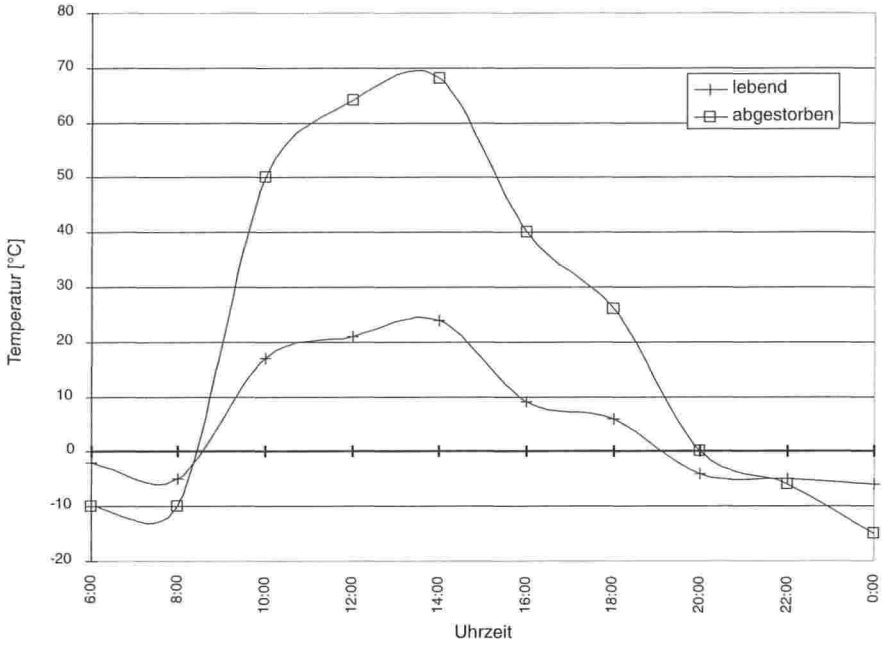


Abb. 18: Verlauf der Oberflächentemperatur von lebenden und abgestorbenen Grasbüscheln

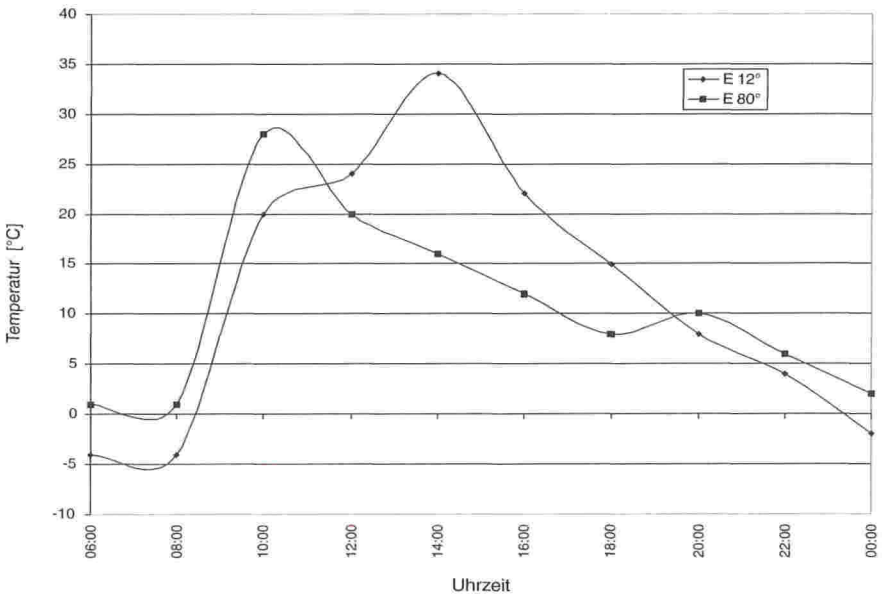


Abb. 19: Verlauf der Oberflächentemperatur in Abhängigkeit der Neigung

lich ersichtlich sind die Unterschiede der Temperaturamplituden und der Extremwerte. Bei der 80° geneigten Fläche weist die Amplitude 27 K mit einem Minimum von 1°C und Maximum von 28°C auf, während diese Werte bei der 12° geneigten Fläche 38 K, -4°C, bzw. 34°C betragen. Die Besonnungsdauer bemisst sich bei der starken Neigung auf ca. 5 h und bei der flachen mindestens auf 8 h.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Exposition und Neigung bei diesen extremen Strahlungswerten einen erheblichen Einfluss auf den Verlauf der Oberflächentemperaturen haben. Die zudem starken Temperaturoegensätze zwischen Tag und Nacht führen zu einer sehr starken physikalischen Verwitterung.

4 Geomorphologie des Cerro Sillajhuay

Die geomorphologische Kartierung fand 1998 im Rahmen des Forschungsprojektes „Vergleichende Periglazialmorphologie in der Atacama“ statt. Hierbei wurde der Cerro Sillajhuay im März/April 1998 begangen und dabei die geomorphologischen Prozesse und Formen untersucht und kartiert. Die Höhenlage der Geländebegahrung lag zwischen 4300 und knapp 6000 m. Trotzdem konnten weite Bereiche des Berges abgelaufen werden. Leider mussten die Hänge auf der bolivianischen Seite aufgrund bergbaulicher Aktivitäten und Sprengungen (vermutlich zum Sulfatabbau) von der Untersuchung ausgespart bleiben. Eine längere Einsicht vom Gipfel aus gestaltete sich aufgrund der Höhenlage und der dort herrschenden extremen Wetterlagen sehr schwierig. Weiterhin konnte für das westlichste Tal aufgrund der peripheren Lage zu den Basisstationen und des auf dem Weg dorthin fehlenden Wassers nur eine Sichtkartierung vorgenommen werden.

Zur Überprüfung und Anpassung der Geländekartierung diente die Interpretation der Luftbilder mit einem Stereoskop. Eine vorherige Luftbildkartierung war leider nicht möglich, da die Luftbilder erst in Santiago de Chile besorgt werden konnten. Die Gestaltung der geomorphologischen Karte erfolgte am Computer mit dem Programm „FREEHAND“, einem Grafikprogramm, das durch seine Funktionsvielfalt und Leistungsfähigkeit dem Multi-Layer-Konzept einer geomorphologischen Karte entgegenkommt. Durch Ein- und Ausblenden einzelner Ebenen können gezielt Formen oder Prozesse miteinander kombiniert und evtl. auftretende Abhängigkeiten übersichtlich dargestellt werden. Die Signaturen folgen im wesentlichen der „Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen“ (GMK Hochgebirge, KNEISEL ET AL. 1998). Für die spezifischen Formen der ariden Hochgebirge waren jedoch einige Anpassungen notwendig.

Zum Verständnis der geomorphologischen Karte (Kartenbeilage) sollen alle eingezeichneten Formen nachfolgend beschrieben werden. Wo es sinnvoll erscheint, wird gleichzeitig auf die Darstellungsmöglichkeit durch ein digitales Geländemodell (DGM, vgl. Kap. 6) hingewiesen.

4.1 Morphographie

Die Erfassung der Morphographie der Mesoreliefformen wurde vereinfacht nach der neuen GMK Hochgebirge durchgeführt.

- *Wölbung*: Wölbungen wurden in der geomorphologischen Karte nicht dargestellt. Im sehr steilen Relief des Gipfelbereiches sind die Wölbungen fast ausschließlich in die linienhaften Reliefelemente integriert. Auch liegen sie häufig nahe an den Tiefenlinien oder Wasserscheiden, so dass eine Darstellung vom Maßstab her schwierig wird. Sie besitzen für die Deutung der Reliefgenese in diesem Bereich oft eine untergeordnete Wertigkeit. Unmittelbar aus dem Verlauf der Wölbungen ableitbare genetische Deutungen sind auf die wenig überprägten Fußflächen beschränkt. Sie liegen, obwohl die Wölbungsradien nur selten kleiner als 200 m sind, überwiegend sehr nahe der Tiefenlinien. Die Ursache ist darin zu sehen, dass die meist kurzzeitige fluviale Zerkerbung der Fußflächen durch Kryodenudations- und Kryoplanationsvorgänge langsam abgeschwächt wird. Je länger der Prozess stattfindet, desto weiter wird die Wölbungslinie in Richtung Tiefenlinie bei gleichzeitiger Vergrößerung des Wölbungsradius verschoben. Desweiteren könnten Wölbungslinien zur Interpretation der Moränenlagen auf den Fußflächen herangezogen werden – besonders stark abgeflachte Moränenzüge lassen sich mittels der Wölbungslinien verfolgen. Gerade hierzu bietet sich eine Reliefanalyse anhand eines digitalen Geländemodells an, denn es lassen sich die Flächen mit konvexer und konkaver Wölbung gut voneinander abgrenzen.
- *Kante, Grat*: Beide morphographischen Erscheinungsformen sind durch einen abrupten Hangneigungswechsel im Gelände (nach KUGLER 1974 Wölbung unter $r = 6$ m) charakterisiert. Dabei erfolgt der Hangneigungswechsel bei der Kante nach einer Seite, beim Grat nach beiden Seiten, so dass eine vergratete Wasserscheide entsteht. Die Kanten und Grate sind meist auf endogene Gegebenheiten zurückzuführen; sie haben häufig ihre Ursache in Gesteinsänderungen. Wegen der glazialen Überprägung können Kanten auch durch Exaration entstanden sein. In ihrer Morphographie ähneln die durch Glatthangbildung entstandenen Frostkliffe den Kanten sehr stark. Obwohl am Cerro Sillajhuay die Glatthangbildung einen weit verbreiteten Prozess darstellt, sind die Ausgangsformen der Kantenentwicklung auf exarative oder endogene Ursachen zurückzuführen. Eine Unterscheidung zwischen Kanten und Frostkliffen wurde in der geomorphologischen Karte nicht vorgenommen, da sie die GMK Hochgebirge nicht vorsieht. Scharfe Grate kommen im Untersuchungsgebiet relativ selten vor. Die Wasserscheiden zeigen überwiegend rundliche Formen mit vereinzelt aufgesetzten Felsburgen. In das DGM konnten die Kanten und Grate leider nicht integriert werden, da die zugrundeliegende Höheninformation der 50-Meter-Höhenlinien und die dementsprechende Rasterauflösung zu ungenau sind. Über eine

starke Hangneigung ($> 45^\circ$) und einen Wechsel von stark konkav zu stark konvexer Vertikalwölbung kann jedoch auf ein Vorkommen von Kanten geschlossen werden.

- *Wasserscheiden*: Auf die Darstellung von Wasserscheiden wurde weitestgehend verzichtet, insbesondere dort, wo sie sich aus dem Verlauf der Tiefenlinien und der Höhenlinien herleiten lassen. Die großen Höhenunterschiede im Relief zeigen den Verlauf der Wasserscheiden zumindest im Gipfelbereich im Höhenlinienbild eindeutig auf. Im flacheren Fußflächenbereich lassen sich die Wasserscheiden aus dem Verlauf der Wölbungs- und Tiefenlinien rekonstruieren und anhand des DGM aus den Expositions- und Wölbungskarten abgrenzen oder durch eine hydrologische Analyse darstellen.
- *Talformen*: Bei den Talformen wurde zwischen kerbförmigen, muldenförmigen (einschließlich Flachmuldentälern) und klammartigen unterschieden. Die Talformen ändern sich auf der Fließstrecke der Flüsse häufig. So wechseln Kerbtäler mit klammartigen Strecken und verfüllten Sohlenkerbtälern. Wahrscheinlich durch sporadische Vulkanausbrüche, die den Permafrost in der Gipfelregion durch die Wärmezufuhr aufschmolzen, sind große Mengen Lockermaterial ins Tal verlagert worden, wo sie in oberen, mittleren und unteren Flussabschnitten an günstigen Stellen zu großen Schwemmfächen akkumulierten, die in der weiteren Entwicklung bei teils kontinuierlichen, teils plötzlichen Erosions- oder Sedimentationsprozessen Terrassensysteme bildeten. Das höhere Wasserangebot führte zu tiefer Einschneidung in den von den Gletschern schon exarieren Tälern, so dass in der großen Kastentalform am rezenten Flusslauf eine Einkerbung vorhanden ist, die teilweise klammartig einbricht. Besonders deutlich wird dies auf der nördlichen Seite des Cerro Sillajhuay. Anhand des DGM lassen sich die Talformen recht gut aus der horizontalen Wölbung ableiten.
- *Tiefenlinien*: Ließ sich die Formung zwischen zwei meist sehr eingeebneten Wasserscheiden nicht eindeutig einer Talform zuordnen, so wurde der Verlauf der tiefsten Reliefpunkte als Tiefenlinie gekennzeichnet. Überwiegend handelt es sich dabei um Erscheinungsformen, deren Gefälle mehr als halb so groß ist wie das der begleitenden Hänge (LOUIS & FISCHER 1979), jedoch war es insbesondere in Bereichen von Abrissnischen und in Übergängen zu Spülrinnen nicht immer möglich, streng nach der o.g. Definition zu verfahren. Sehr häufig treten diese Tiefenlinien im Bereich der weitverbreiteten Glatthänge auf, in denen sich kleine Abflusssammelrinnen bilden. Zu den Tiefenlinien wurden auch geringe Vertiefungen in den flacheren Bereichen gezählt, die als Abflussbahn für sporadische Niederschläge dienen, aber zu flach sind, um sie als Talform anzusprechen. Bei einem entsprechend genauen DGM können die Tiefenlinien und das Abflussnetz anhand der hydrologischen Analyse bestimmt werden.

4.2 Oberflächen autochthoner Formung

Unter Oberflächen autochthoner Formung sollen all die Bereiche verstanden werden, deren dominierender Formungsprozess *in situ* wirkte. Hierzu zählen alle Laven, Blocklaven, Frostschuttflächen, Hartrinden, Felsdome, Solfatarenablagerungen und Blockschutt; letzterer unabhängig davon, ob die gravitative Bewegung unmittelbar nach dem Lavaausfluß oder später erfolgte. Dies ist notwendig, da sich im Gelände keine eindeutige Trennung vornehmen ließ. Derartige Ablagerungen von *Blockschutt* finden sich nur vereinzelt. Hierbei handelt es sich vorwiegend um sehr grobes Material, welches in konkaven Hangvertiefungen oder am Hangfuß abgelagert wurde und seitdem eine autochthone Überprägung erfährt.

Gänzlich anders strukturiert sind die *Frostschuttflächen* (Abbildung 20). Hierbei kommt es zur *in-situ*-Verwitterung pleistozäner Vulkanite in den Gipfel- und Kammereichen. Die Verwitterung führte meist zu scharfkantigem Frostschutt. Al-

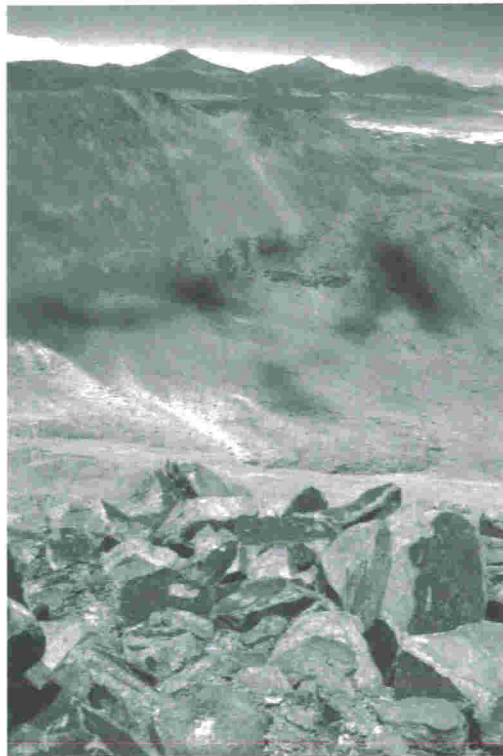


Abb. 20: Frostschuttbildung auf den Kammeislinien in 5 100 m Höhe. Auf dem Schutt entstehen teilweise Hartrinden. Am gegenüberliegenden Hang findet Glatthangbildung statt.

lerdings hängt die Form des Schuttes sehr stark von den Eigenschaften des Gesteins ab. Ein markantes Beispiel hierfür liefert ein 500 m langer Kammabschnitt auf der Wasserscheide zwischen der Quebrada Quesemachia und der Quebrada Mina Cucha auf der Südseite des Cerro Sillajhuay. Hier wechseln vier verschiedene Rhyolithe unterschiedlicher Farben, Einsprenglinge und Kristallgrößen einander ab. Während die erste Zone unregelmäßig verwittert – mit der Tendenz zu starker Vergrusung – bilden sich in der zweiten Zone runde, boulderartige Verwitterungsformen aus, die an der Oberfläche teilweise glatte Hartrinden aufweisen. Die dritte Zone ist geprägt von Exfoliation und verbreiteter Tafonibildung (vgl. Abb. 43). Die Großblöcke dieses weicheren Gesteins besitzen eine linsenartige Form. In der vierten Zone findet man plattiges, schieferförmiges Gestein, was beim Anschlagen einen hellen Klang, ähnlich dem des Phonolith, erzeugt. Auf diesen Platten haben sich weitverbreitet rotbraune *Hartrinden* gebildet (Abbildung 20). Solche Hartrinden (LENZ & WIEDERSICH 1993) entstehen durch Migrationserscheinungen von Mineralien und Elementen, insbesondere Eisen und Mangan, unter einem starken Strahlungsgenuss tagsüber und einer gewissen Durchfeuchtung nachts oder durch Niederschläge. Beide Voraussetzungen sind durch die Lage des Sillajhuay erfüllt. Die Hartrinden treten hauptsächlich auf der Sonnenseite auf – vereinzelte Rinden in anderen Expositionen deuten auf eine, wenn auch geringe, Dynamik in den Frostschuttflächen hin. Vereinzelt lassen sich große Gesteinsplatten finden, die senkrecht stehen. Diese *Längsachseneinregelung* wird durch häufige Frostwechsel erzeugt, indem durch die Volumenveränderung des Bodenwassers gerichteter Druck auf den Stein wirken, der ihn letztendlich aufrichtet (Abbildung 21).

Eine Besonderheit von Oberflächen autochthoner Formung stellen die *Felsdome* dar. Es sind selten einzeln, überwiegend schwarmartig auftretende Frostverwitterungsformen von Felsbildungen, die über die Akkumulationsflächen hinausragen (Abbildung 22). An ihnen sind zwei Verwitterungsarten deutlich zu unterscheiden. Eine ältere Verwitterungsart, die zu rundlichen Formen führte und auf relativ feuchtwarme Bedingungen hinweist und die rezente Frostverwitterung, die zur Zerstörung der Felsdome führt. Als Folge bleiben die schon erwähnten Frostschuttflächen zurück.

Am Cerro Sillajhuay treten noch einige gesteinsbedingte autochthone Formen auf, die an anderen Massiven in dem Maße nicht zu finden sind. In den Tälern findet man aufgrund der schwefelhaltigen Rhyolithe mehrere *Solfatarenablagerungen* (Abbildung 23) – Schwefelablagerungen, die aus zutage tretenden, stark schwefelhaltigen Grundwasser entstehen. Diese Vollformen haben eine harte Kruste und sind infolge ihres hohen Mineralgehaltes und ihrer Wärme von Algen und anderen schwefelliebenden Mikroorganismen besiedelt.

Verschiedene, großkristalline Rhyolithe bilden markante *Verwitterungsformen* aus. In Blockschuttflächen liegen oft große Blöcke mit Durchmesser im Dezimeter- bis Meterbereich neben etwa gleichvolumigen Haufen vergrustem Material mit Durchmesser von 0,5 cm bis 3 cm. Während die großen Blöcke noch sehr hart schei-



Abb. 21: Längsachseneinregelung der Steine durch Solifluktion in 4 980 m Höhe



Abb. 22: Felsdom auf der abgerundeten Kammlinie in 5 120 m Höhe



Abb. 23: Schwefelablagerungen im Tal des Rio Blanco bei 4740 m

nen und schwer zu zerstören sind, zerfallen die Blöcke im nächsten Verwitterungsstadium in einer Art „Schnellvergrusung“ komplett und scheinbar plötzlich in ihr Gefüge.

4.3 Oberflächen allochthoner Formung

4.3.1 Mesoformen des Periglazial

Die dominierende periglaziale Form am Sillajhuay sind die *Glatthänge*. Es handelt sich um rezent ablaufende Bildungen, da oberhalb von ca. 4500 m die periglaziale Reliefformung dominiert. Glatthänge sind ebenmäßige, in der Gefällelinie

knicklose, in der horizontalen Wölbung meist schwach divergierende Bergflanken mit einer Neigung von durchschnittlich 27-30° (HÖLLERMANN 1983 a-c, SCHRÖDER & MAKKI 1998, vgl. Abb. 25). Andere Autoren zählen auch flachere und steilere Hangbereiche zu den Glatthängen, die den gleichen Formungsprozessen unterliegen (GARLEFF & STINGL 1983 a,b, VEIT 1991, SCHROTT 1994). Bezüglich ihrer Dynamik stehen sie auf dem gesamten Hang im Gleichgewicht; dies bedeutet, dass die Menge des zugeführten Materials zu einem Punkt genauso groß ist, wie die Menge des von diesem Punkt weggeführten Materials. Ist die Glatthangbildung nach oben hin nicht abgeschlossen, so endet dieser an einem *Frostkliff*. Beide Erscheinungsformen bilden morphogenetisch eine Einheit. Das Frostkliff ist nicht mehr vorhanden, wenn die Glatthanggenese die Wasserscheide erreicht hat (SCHRÖDER & MAKKI 1998). Die Genese der Glatthänge kann sehr unterschiedlich sein. Voraussetzung ist (nach HÖLLERMANN 1983 c, S. 247f.) in jedem Fall eine starke Verwitterungsaktivität, welche relativ kleines und leicht mobilisierbares Gesteinsmaterial entstehen lässt, das in der Nähe des kritischen Hangwinkels labil gelagert ist und flächenhaft, denudativ bewegt wird. Weiterhin dürfen keine starken linearen Prozesse wirken und keine starke Behinderung des Abtransportes am Hangfuß vorhanden sein, so dass es zu einem Rückstau kommt. V.a. vom Maß des Schutttransportes am Hangfußbereich hängt ab, ob der Hang nackt oder mit einer dünnen Schuttdecke überzogen ist (KLAER 1977). Die Glatthänge sind nicht auf die Periglazialstufe beschränkt, jedoch ist hier diese Hangform am weitesten verbreitet und als erstes entdeckt worden. Einen guten Überblick über die verschiedenen Glatthangtypen gibt HÖLLERMANN (1983 c, S. 248f.). Nach dieser Typisierung handelt es sich bei den Glatthängen am Cerro Sillajhuay um periglaziale Denudationsglatthänge. In den strahlungsreichen Subtropen wirken bei der Materialaufbereitung neben der Frostsprengung v.a. Insolations-, Hydrations- und Salzverwitterung, die je nach Hangneigung, Strahlungsgunst und Materialdifferenzierung mit unterschiedlicher Intensität auftreten (SCHRÖDER, MAKKI & CIUTURA 1997). Die Glatthänge zeigen keine strenge Bindung an die geologisch-petrographischen Verhältnisse und können auch über Gesteinsgrenzen hinweggehen (GARLEFF & STINGL 1983 a, b, BROSCHE 1983). Am Schutttransport sind neben der Solifluktion v.a. Nivations-, Spüldenudationsprozesse und die gravitative Materialversetzung (u.a. dry creep) beteiligt. Außer für letzteres ist ein Mindestmaß an Feuchtigkeit notwendig. Charakteristisch für den subtropisch-semiariden Glatthangtyp ist nach HÖLLERMANN (1983 c) u.a. ein Schuttstau im Hangfußbereich und somit ein Übergang zu einem konkaven Profil an der Basis. Im Zusammenhang mit den Glatthängen werden in den strahlungsreichen Subtropen oft Kamm- und Talasymmetrien beobachtet (KLAER 1977). Bei den sonnenzugewandten Hängen wird die orographische Schneegrenze angehoben. Die Verwitterungsaktivität ist wegen der intensiven Strahlung und des Frostwechsels sehr stark und daher die periglaziale Glatthangbildung weit fortgeschritten. Auf der sonnenabgewandten Seite können dagegen glaziale Prozesse wirken, die die Hänge stark übersteilen.

Die Hänge des Cerro Sillajhuay werden mit wenigen Ausnahmen von der Glatthangbildung dominiert. Die Glatthangbildung endet entweder an Frostkliffs in einer Höhe von ca. 5 700 m oder sie hat die Wasserscheide erreicht. Durch die starke physikalische Verwitterung zeigen viele aktive Frostkliffs Auflösungserscheinungen (Abb. 24) und sind große Bereiche der Glatthänge von feingrusigem Verwitterungsschutt überzogen. Weiterhin weisen sie oftmals leichte fluviale Kerben auf (Abb. 25). Genauere Informationen zu den Glatthängen sind Kapitel 7.2.4 zu entnehmen.

Eine weitere auffällige periglaziale Mesoform sind die *Blockgletscher*. Dies sind gefrorene Schuttmassen bzw. Eis-Schutt-Gemische, die sich aufgrund der plastischen Deformation ihres Eisgehaltes der Schwerkraft folgend langsam hang- oder talabwärts bewegen (aktiv) oder bewegt haben (inaktiv) (WAHRHAFTIG & COX 1959, GORBUNOV 1979, BARSCH 1988). Grundlage für die Fließbewegung ist eine ausreichende Schuttanlieferung, eine gewisse Mindestfeuchtigkeit und Permafrost im Schuttkörper. Schuttmaterial kann entweder aus Moränenmaterial ehemaliger oder rezenter Gletscher stammen oder aus Hangschutt (SCHRÖDER 1992, KOKAREV et al. 1997). Nach BARSCH (1983) ist ein Steilrelief mit Wänden von ca. 300-400 m notwendig, um genügend Schutt nachzuliefern. Toteis kann in den Blockgletschern enthalten sein (KLAER 1983, BARSCH 1977a), ist jedoch keine Voraussetzung. Die obere Schicht der Blockgletscher besteht aus bis zu mehreren Meter mächtigem größerem Material, während im Inneren feineres Material vorherrscht, in dem größere Teile „schwimmen“. Die Auftautiefe des Schuttmaterials beträgt durchschnittlich 2-3 m (BARSCH 1983, SCHRÖTT 1994). HÖLLERMANN (1983 c) erklärt die auf der Blockgletscheroberfläche vorhandenen Längs- und Querwülste durch die räumlichen und zeitlichen Schwankungen des Schutt- und Eisgehaltes. Die Vorwärtsbewegung der aktiven Blockgletscher liegt zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Dezimetern pro Jahr (BARSCH & HELL 1975; BARSCH 1983; BENEDICT, BENEDICT & SANVILLE 1986; KAUFMANN 1996). Bei idealen Bedingungen können Blockgletscher eine Mächtigkeit von mehr als 40-50 m, eine Breite von bis zu mehreren hundert Metern und eine Länge von einigen Kilometern erreichen (KOKAREV ET AL. 1997). Aktive Blockgletscher besitzen eine 35-42° steile Blockgletscherstirn, während bei inaktiven diese Stirn abgeflacht und je nach klimatischen Verhältnissen teilweise bewachsen ist. Der Eisgehalt der Blockgletscher liegt nach BARSCH (1983) zwischen 40 und 60%; daher kommt der Form eine wichtige hydrologische Speicherfunktion zu. Nach BARSCH (1977b u. c) sind in den Blockgletschern der Schweizer Alpen rd. 0,8 km³ Wasser gebunden, was immerhin ca. 1,5% des Wasserwertes der Schweizer Gletscher ausmacht. Aktive Blockgletscher eignen sich zudem als Indikatoren für die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes (BARSCH 1983). Die klimatischen Voraussetzungen für eine Blockgletscherbildung sind ein negativer Jahresmittelwert der Lufttemperatur, starke Tagesschwankungen der Boden- und Lufttemperatur, eine relativ geringe Schneebedeckung und ein Mindestmaß an Feuchtigkeit (KOKAREV ET AL. 1997). Blockgletscher sind daher im kalt-semihumiden Klimabereich weit verbreitet und mit zunehmender Kontinentalität verbessern sich ihre Entstehungs- und Erhaltungsbedingungen (BARSCH 1977a, SCHRÖDER 1992, SCHRÖDER ET AL. 1996).



Abb. 24: Stark in Auflösung befindliches Frostkliff in 5 650 m Höhe



Abb. 25: Glatthangbildung im Tal der Quebrada Quisimachiri über 5 400 m mit fluvialer Zerkerbung

Am Cerro Sillajhuay ist besonders der Südhang unterhalb des Gipfels im Tal des Rincon Tucuruma von Blockgletschern geprägt. Dieser Hang bietet ideale Voraussetzungen zur Bildung von Blockgletschern. Das große Firnfeld unterhalb des Gipfels und mehrere kleine Eisfelder sorgen für eine ausreichende Feuchtigkeitszufuhr und von den mächtigen Frostkliffs und Moränenablagerungen steht genügend Schuttmaterial zur Verfügung (Abb. 26 u. 74). Die Blockgletscher befinden sich in einer Höhenlage von etwa 5 200 m.

Besonders mächtig ist der Blockgletscher in der Nordostecke des Talschlusses. Die Höhe der Zunge beträgt ca. 60 m und seine Länge 500 m. Er ist zur Zeit der aktivste Blockgletscher, da er mächtige Querwülste mit einer Höhe von ca. drei Metern aufweist und die mächtige Vorderfront durch frisch herabgerollte Steine geprägt wird (Abb. 27 u. 28). An zwei Stellen des Hanges in der Nordostecke des Tales ist die Initialphase eines Blockgletschers auszumachen.

Zwei weitere kleine Blockgletscherbildungen (vgl. Abb. 29) konnten an den Seitenhängen der Quebrada Seca ausgemacht werden. Diese liegen in einer Höhenlage von 5 200 bis 5 350 m jeweils in der Nähe eines Frostkliffes. Genauere Untersuchungsergebnisse zu dieser Mesoform des Periglazials sind Kapitel 7.2.5 zu entnehmen.



*Abb. 26: Aktive Blockgletscher im Tal des Rincon Tucuruma zwischen 5 100 und 5 300 m.
Im linken Mittelgrund ist eine große Kiesschwemmeebene zu erkennen
(vgl. Kap. Fluviale Formen)*

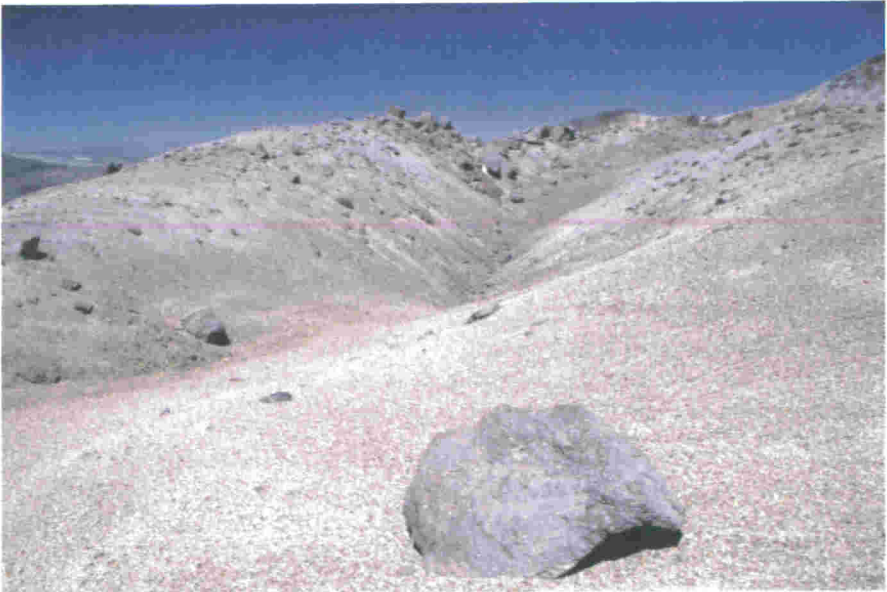


Abb. 27: Blockgletscherdynamik. Die Bildung von 3-5 m hohen Wülsten verdeutlicht die spontane Bewegungsform der Blockgletscher entsprechend des Feuchteangebots und der Temperaturverhältnisse. Hier auf dem zentral liegenden Blockgletscher in 5 300 m Höhe



Abb. 28: Aktive Blockgletscherstirn in 5 100 m Höhe

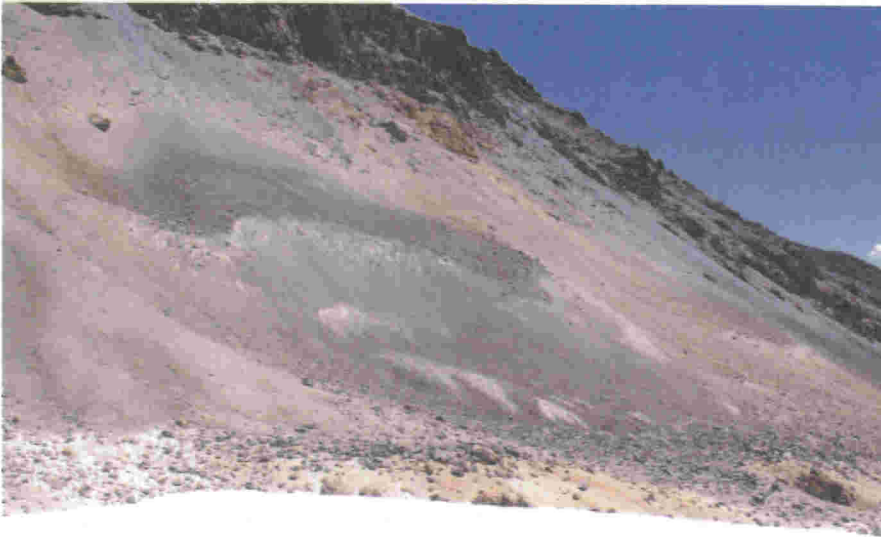


Abb. 29: Initialblockgletscher am Nordhang des Cerro Sillajhuay in Ostexposition auf 5 350 m Höhe

4.3.2 Mikroformen des Periglazial

Die häufigste Form des periglazialen Formenschatzes ist die *Solifluktion*, die die Oberflächenformung entscheidend beeinflusst. Mit Solifluktion i.e.S. wird jegliches Bodenfließen unabhängig von der Genese bezeichnet. Heute wird der Begriff meist mit der Solifluktion im Periglazial gleichgesetzt (AHNERT 1996). Gleichbedeutend ist der Begriff Gelifluktion. Hierbei wird oberflächlich aufgetautes Material über gefrorenen Untergrund gravitativ hangabwärts bewegt. Voraussetzung ist eine ausreichende Wassersättigung der Auftauschicht und eine Hangneigung von mindestens 2-3°. Charakteristisch für die Solifluktion sind Fließstrukturen mit der Ausbildung von Solifluktionsloben; deren Stirnhöhe von einigen Zentimetern bis über einen Meter reichen kann. Wird das Bodenfließen durch eine Vegetationsdecke behindert, spricht man von der *gebundenen Solifluktion*, sonst von der freien oder *ungebundenen Solifluktion* (vgl. Abb. 30). Aufgrund der Trockenheit und der Höhenlage liegt am Cerro Sillajhuay meist nur eine spärliche und lückenhafte Vegetationsbedeckung besonders mit Gräsern vor, die in der Regel sichelförmig angeordnet sind. Es kann daher nicht von einer gebundenen, sondern eher von einer *gehemmten Solifluktion* gesprochen werden (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998, vgl. Abb. 31).

Am Sillajhuay konnte nur im geschützten unteren Hangbereich im Tal des Rio Blanco auf ca. 4 550 bis 4 700 m gebundene Solifluktion vorgefunden werden. In allen anderen Bereichen ist die Vegetation zu spärlich oder die Vegetationsbedeckung liegt



*Abb. 30: Freie Solifluktion mit großen Solifluktionsloben in ca. 5 500 m Höhe.
Im linken Hintergrund ist erneut Glatthangbildung zu erkennen*



Abb. 31: Gehemmte Solifluktion in 4 900 m Höhe

unterhalb der Solifluktionsuntergrenze. Die gehemmte Solifluktion beginnt an wenigen Stellen am Rande von Moränen bei ca. 4 450 m. Flächig setzt sie bei ca. 4 700 m ein und endet an der Vegetationsobergrenze von ca. 5 000 m. Die Stufe der gehemm-

ten Solifluktion fehlt in wenigen Bereichen der westlichen Täler auf Grund der geringeren Feuchtigkeit.

Oberhalb der Vegetationsgrenze sind weite Bereiche durch *ungebundene Solifluktionsloben* charakterisiert. Auch auf vielen Glatthängen sind Solifluktionsloben zu erkennen. Diese sind hier jedoch nicht so markant und haben eine niedrigere Stirnhöhe als in den anderen Bereichen. Am oberen südexponierten Hang der Quebrada Mina Cucha liegen dagegen Loben mit einer Stirnhöhe von über einem Meter vor. Aus Maßstabsgründen und auf Grund der Vorgabe der GMK Hochgebirge wurde auf eine weitere Differenzierung der Solifluktionsloben verzichtet. Die Obergrenze der Solifluktionsloben ist unterhalb des Gipfelbereiches bei ca. 5700 m. Weitere Charakteristika der Solifluktionsformen des Cerro Sillajhuay sind in Kapitel 7.2.1 beschrieben.

Eine Besonderheit wurde am Cerro Charvinto entdeckt, einer 5060 m hohen Erhöhung am Ende eines von Sillajhuay ausgehenden Bergrückens, die vollkommen mit groben Blockschutt bedeckt ist. Hierbei handelt es sich um eine über zwei Meter hohe und ca. 100 m lange *Solifluktionsterrasse* (Abb. 32).

Im Zusammenhang mit den Formen der Solifluktion tritt auch der *Blockstau* auf. Hierbei verharren größere Blöcke am Hang und stauen feineres, an der Oberfläche bewegtes Material, so dass sich oberhalb eine Wulst bildet (Abb. 34). Die kleineren Steine und das Feinmaterial werden täglich aufgetaut und fließen bei geringer Feuchtigkeitshangabwärts, während die größeren in einer Frostfront festsitzen. Man spricht hierbei auch von Bremsblöcken. Dem Blockstau liegt überwiegend die tageszeitliche Gefromnis zugrunde. Permafrost spielt nur eine untergeordnete Rolle, bzw. tritt im Jahreszeitenrhythmus nur dann als formender Faktor in Erscheinung, wenn die tageszeitliche Gefromnis durch die intensive Strahlung bis auf den Permafrost zurückgedrängt wird. Die größten Blockstauterrassen fallen mit der Stufe des maximalen Frostwechsels zusammen (SCHRÖDER & MAKKI 1998). Zur Blockstaugenese sind neben den klimatischen Voraussetzungen auch besondere Materialbedingungen nötig: Es müssen sowohl ausreichend solifluktionsfähiges Feinmaterial als auch grobe Blöcke vorhanden sein.

Am Cerro Sillajhuay ist Blockstau überwiegend in den Höhenlagen zwischen 4750-5250 m zu beobachten. Aufgrund der ausgeprägten Glatthangbildung und der starken Verwitterung kommt der Blockstau nicht großflächig vor wie am Llullaillaco (vgl. SCHRÖDER & MAKKI 1998). Genauere Bestimmungen der Abhängigkeiten sind in Kapitel 7.2.2 nachzulesen.

Kryoplanationserscheinungen sind am Sillajhuay fast gar nicht zu finden. Dies liegt an der ehemaligen starken Vergletscherung, den damit zusammenhängenden Taleinschnitten und der anschließenden fluvialen Vertiefung der Täler. Lediglich auf einer Fläche auf ca. 5100 m Höhe lässt sich Kryoplanation feststellen. Kryoplanation ist eine durch Solifluktion und oberflächliches Schmelzwasser hervorgerufene Einbnung einer Fläche. Voraussetzung hierfür ist ein intensiver Frostwechsel und eine



Abb. 32: Markante Solifluktionsterrasse am Cerro Charvinto in 5030 m Höhe



Abb. 33: Hangdenudationsraten unterscheiden sich nach Exposition und Substrat (Blickrichtung Nord). Die Hanglage in Ostexposition liefert den größeren Schutt und weist stärkere Denudationsleistungen auf: Sie überschüttet den Westhang



Abb. 34: Blockstau in 5100 m Höhe

entsprechende Feuchtigkeit, z.B. durch eine episodische Schneebedeckung. Die Kryoplanationsfläche ist nur schwach geneigt und der Übergang zum Glatthang ist neigungsbedingt.

Eine weitere Gruppe des periglazialen Formenschatzes sind Erscheinungen, die im Zusammenhang mit der Kryoturbation stehen. Hierzu zählen die Polygonböden, die Streifenböden und auch die Auffrierhügel. Zwischen diesen Formen sind die Übergänge fließend.

Polygonböden (auch Frostmusterböden genannt) benötigen zur Entstehung neben dem täglichen Auf- und Abtauen ein nach der Korngröße differenziertes Material, eine gewisse Mindestbodenfeuchtigkeit und geringe Neigungsverhältnisse. Es kommt hierbei zu einer Materialsortierung, bei der sich der gröbere Schutt im Idealfall polygonartig um das Feinmaterial anordnet. Unter zunehmender Hang-

neigung werden die Polygone unter Mitwirkung solifluidaler Prozesse zunächst lan-gezogen und gehen ab einem Grenzwinkel von ca. 6° in Streifen-*böden* über.

Da der Cerro Sillajhuay stark reliefiert ist, sind reine Polygonböden sehr selten. Lediglich auf einer Terasse im Tal des Rio Blanco auf 4950 m Höhe und auf einem flachen Bergrücken auf ca. 5400 m wurde eine nennenswerte Ausbildung von Polygonböden gefunden.

Streifenböden sind dagegen an nahezu jedem Hang zu finden (Abb. 35). Die Ausbildung v.a. der Feinstreifenböden hängt stark von der Feuchtigkeitzufuhr und der Intensität des Frostwechsels ab (SCHRÖDER & MAKKI 1998) ab. Da der Cerro Sillajhuay zur Zeit der Kartierung im März 1998 nur ganz wenige Firnfelder aufwies, im Jahr 1996 zur gleichen Zeit aber wesentlich stärker mit Schnee bedeckt war, ist davon auszugehen, dass die durchschnittliche Häufigkeit der Streifenböden höher liegt, als dies während der Kartierung der Fall war. Auf der bolivianischen Seite wurden auf einem Glatthang Streifenbildung entdeckt (Abb. 36), deren Ursache nicht geklärt werden konnte. Eine Begehung war aus genannten Gründen nicht möglich. Je nach Material variiert am Cerro Sillajhuay der Durchmesser, bzw. der Abstand der Streifen von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern. Aufgrund des Maßstabes und der Kartierungsgrundlage GMK Hochgebirge wurde auf eine Unterscheidung verzichtet.



Abb. 35: Streifenböden auf Porphygrus in ca. 5000 m Höhe



Abb. 34: Blockstau in 5100 m Höhe

entsprechende Feuchtigkeit, z.B. durch eine episodische Schneebedeckung. Die Kryoplanationsfläche ist nur schwach geneigt und der Übergang zum Glatthang ist neigungsbedingt.

Eine weitere Gruppe des periglazialen Formenschatzes sind Erscheinungen, die im Zusammenhang mit der Kryoturbation stehen. Hierzu zählen die Polygonböden, die Streifenböden und auch die Auffrierhügel. Zwischen diesen Formen sind die Übergänge fließend.

Polygonböden (auch Frostmusterböden genannt) benötigen zur Entstehung neben dem täglichen Auf- und Abtauen ein nach der Korngröße differenziertes Material, eine gewisse Mindestbodenfeuchtigkeit und geringe Neigungsverhältnisse. Es kommt hierbei zu einer Materialsortierung, bei der sich der gröbere Schutt im Idealfall polygonartig um das Feinmaterial anordnet. Unter zunehmender Hang-

neigung werden die Polygone unter Mitwirkung solifluidaler Prozesse zunächst langgezogen und gehen ab einem Grenzwinkel von ca. 6° in Steinstreifen oder *Streifenböden* über.

Da der Cerro Sillajhuay stark reliefiert ist, sind reine Polygonböden sehr selten. Lediglich auf einer Terasse im Tal des Rio Blanco auf 4950 m Höhe und auf einem flachen Bergrücken auf ca. 5400 m wurde eine nennenswerte Ausbildung von Polygonböden gefunden.

Streifenböden sind dagegen an nahezu jedem Hang zu finden (Abb. 35). Die Ausbildung v.a. der Feinstreifenböden hängt stark von der Feuchtigkeitzufuhr und der Intensität des Frostwechsels ab (SCHRÖDER & MAKKI 1998) ab. Da der Cerro Sillajhuay zur Zeit der Kartierung im März 1998 nur ganz wenige Firnfelder aufwies, im Jahr 1996 zur gleichen Zeit aber wesentlich stärker mit Schnee bedeckt war, ist davon auszugehen, dass die durchschnittliche Häufigkeit der Streifenböden höher liegt, als dies während der Kartierung der Fall war. Auf der bolivianischen Seite wurden auf einem Glatthang Streifenbildung entdeckt (Abb. 36), deren Ursache nicht geklärt werden konnte. Eine Begehung war aus genannten Gründen nicht möglich. Je nach Material variiert am Cerro Sillajhuay der Durchmesser, bzw. der Abstand der Streifen von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern. Aufgrund des Maßstabes und der Kartierungsgrundlage GMK Hochgebirge wurde auf eine Unterscheidung verzichtet.



Abb. 35: Streifenböden auf Porphyrygrus in ca. 5000 m Höhe



Abb. 36: Streifenböden auf Glatthängen stark schwefelhaltiger Porphyre in 5 700-5 850 m Höhe

Gleiches gilt für die *Auffrierhügel*, die an eine ausreichende Wasserzufuhr gebunden sind und daher häufig im Zusammenhang mit abschmelzenden Schneeflecken auftreten. Bei der Kartierung konnten Auffrierhügel nur auf zwei relativ ebenen Flächen auf 5 100 und 5 500 m Höhe entdeckt werden.

4.3.3 Glazigene und glazifluviale Bildungen

Während rezent am Massiv des Cerro Sillajhuay kein Gletscher vorhanden ist, zeugen eine Vielzahl der geomorphologischen Formen von intensiver pleistozäner Gletschertätigkeit. Der weiße Gipfelbereich, den man schon aus großer Entfernung sehen kann (Abb. 1), besteht vornehmlich aus mehreren *Firneisfeldern* bzw. Büßerschnee in Höhen über 5 750 m. Dabei überschreitet die Eisdicke nie mehr als einige Meter; Spalten oder Bergschrund sind in der Spätsommersituation nicht zu erkennen, woraus auf eine ortsfeste Lage der Eisfelder geschlossen werden kann.

Die hohe Reliefenergie wie die übersteilten Talwände sind allerdings Wahrzeichen der Tätigkeit fließenden Eises. Dabei bildeten sich in den Gletscherursprungsgebieten *Kare* aus. Ihre Form ist heute am Cerro Sillajhuay aber nie übertieft, Karseen existieren nicht. In ihrer Normalform findet man sie nur in Randlagen der Täler, die rezent nicht fluvial durchflossen werden. Dagegen sind die ehemaligen Kare

an den aktiven Talrückwänden von anderen morphologischen Prozessen komplett überformt.

Das Eis floss in den Tälern ab und formte diese durch starke Exaration zu *Trog-tälern* um. Alle großen und tiefen Täler am Cerro Sillajhuay weisen heute diese Form auf. Weil typische Trogschultern fehlen, lag die Eisdicke in der Größenordnung der Taltiefe oder die durchtransportierten Eismengen waren gering (evtl. nur kurze Vergletscherungsphasen). Für eine große Eisdicke spricht auch die Lage der *Schliffbords* (5 200 m-4 850 m) und einzelner *Seitenmoränen* im Bereich der Wölbungslinien der oberen Talränder. Beide Formen gibt es in fast allen untersuchten großen Tälern.

Die abgelagerten *Moränen* weisen darauf hin, dass der Cerro Sillajhuay früher weiträumig vergletschert war. Die Gletschersysteme hatten zum Teil große Ausmaße: in Südexposition erreichte ihre Länge 7-8 km und in der Nordexposition sogar 11 km. Leider konnte die Ostexposition nicht untersucht werden. Das tiefste Endmoränenstadium wurde bei ca. 4 240 m gefunden. Im Wesentlichen wurden die Aussagen von JENNI & KAMMER (1996) bestätigt. Durch die Begehung des Gebietes konnten allerdings viele Moränenlagen wesentlich exakter angesprochen werden (Abb. 37).

Neben den schon erwähnten Seitenmoränen findet man in den Tälern Rudimente der Rückzugsstadien des Gletschers. Einzelne Endmoränenwälle liegen beispielsweise im Tal des Rio Blanco bei 4 520 m und 4 460 m. Der Talgrund wird meist gekennzeichnet von einem ständigen *Wechsel von Rundhöckern mit Moränenablagerungen*. Dieses unruhige Relief deutet auf einen über einen längeren Zeitraum nicht gleichmäßigen Eisabfluss hin, der eine ausgleichende Exarationswirkung gehabt hätte. Die herausragenden Rundhöcker stellten in den Vorstoßphasen besonders beim Rückzug des Gletschers Hindernisse dar, so dass sich auf ihnen kleinere End- oder Seitenmoränenwälle abgelagerten. Die Zuordnung der inneren Moränenzüge zu konkreten Rückzugsphasen bedarf noch weiterer Auswertungsarbeit.

Weit verbreitet sind auf den Rundhöckern deutliche *Gletscherschrammen* auszumachen (Abb. 38). Sie weisen auf die Flussrichtung des Eises hin. Allerdings verlaufen sie am Cerro Sillajhuay nicht in jedem Falle zum Talende hin, sondern zeigen teilweise auf die weiter oben erwähnten seitlichen Kare. Besonders in der Quebrada Quisimachiri sind alle Gletscherschrammen der Rundhöcker im mittleren Talabschnitt auf das Kar im Nordosthang ausgerichtet. Das heute vorhandene darüberliegende Talsystem muss also erst später entstanden sein. Aber auch auf größeren Geröllbrocken wurden verbreitet schöne Gletscherschrammen gefunden.

Als eine weitere im Untersuchungsgebiet vorkommende glazifluviale Form seien die *Sander* erwähnt, die hinter den Endmoränen auf den Fußflächen liegen. Ihr Vorhandensein weist auf eine längere Lage des Gletschers in diesem Stadium hin, so dass kontinuierlich Material aus den Exarationsbereichen nachgeliefert und ausgespült wurde. Das weiche porphyrische Gestein begünstigte wahrscheinlich die Bildung dieser Formen.

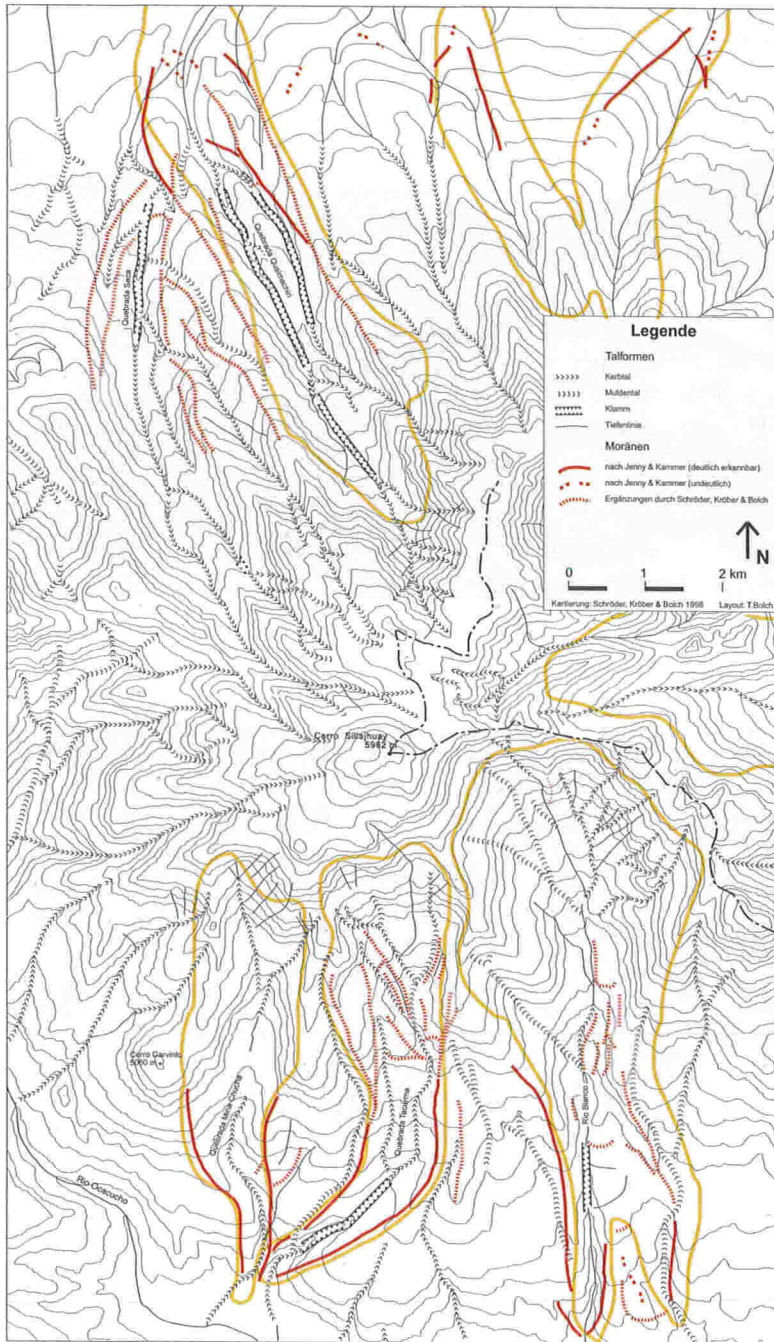


Abb. 37: Die Moränenrandlagen am Cerro Sillajhuay



Abb. 38: Rundhöcker mit Gletscherschrammen in der Quebrada Quisimachiri auf ca. 4 850 m Höhe



Abb. 39: Altpleistozäne Tillite, die von einer Porphyrydecke überlagert sind (im Tal des Rincon Tucuruma auf 4 900 m Höhe)

4.3.4 Der fluviale Formenschatz

Betrachtet man das Luftbild oder die topographische Karte vom Cerro Sillajhuay (vgl. Abb. 5 und Geomorphologische Karte), so wird die starke Zerschneidung des Reliefs deutlich. Nach der quantitativ sehr intensiven glazigenen Exaration folgte neben der periglazialen Formung auch die fluviale Überprägung, die das heutige Feinrelief insbesondere in den Tiefenlinien schuf. Aufgrund der höheren Niederschläge fließt mehr Wasser als am Llullaillaco oberflächlich ab, was eine stärkere Ausprägung des fluvialen Formenschatzes bewirkt. Es existieren mehrere perennierende Bäche bzw. Flüsse. Fluviale Formen ziehen sich am Cerro Sillajhuay bis in die Nähe des Gipfels in 5982 m. In großen Höhen treten zwar solifluidale Oberflächenformen durch höhere Querwülste und Solifluktionsloben stärker in Erscheinung, können aber die fluvialen Strukturen nicht völlig überprägen.

Die am weitesten höhenwärts entwickelte fluviale Oberflächenform ist die *Spülrinne*. Ansätze von Spülrinnen findet man sogar auf dem Gipfelplateau. Verstärkt setzen sie in den steileren Hangbereichen ein, die zum Talgrund vermitteln. Im Prinzip zerschneiden sie alle im Gebiet vorkommenden Glatthänge und solifluidalen Spülterrassen bei einer Hangneigung von 20° bis ca. 45°. Ihr Verlauf ist in den oberen Hanglagen überwiegend parallel. Teilweise entwickeln sich schon in diesem Bereich aus ihnen Tiefenlinien (im Sinne von LOUIS 1977). Erst im Mittelhang- bis Unterhangbereich fließen sie – durch das Mesorelief determiniert – zusammen. Die Spülrinnen sind rezente Schmelzwasserbahnen, die episodisch aktiv werden können, wobei die Formungsintensität stärker ist als die der Glatthangbildung und der solifluidalen Spülterrassen.

Unterhalb von 5500 m vergrößern sich diese Abflussbahnen und es kommt zur Ausbildung von *Spülnischen*. Im Gegensatz zu den Spülrinnen sind sie durchaus eine flächenhafte Abtragungerscheinung mit linearen Reliefelementen. Im meist lockeren Hangschutt erfolgt durch Materialverlust eine rückwärtige denudative bis gravitative Hangversetzung, indem lockeres Material nachrutscht.

Durch unterschiedliche Abtragungsmedien haben sich am Cerro Sillajhuay verschiedene *Talformen* herausgebildet. Die höheren Lagen sind glazial überformt worden – dadurch entstanden breite, tiefe Trogtäler mit eingelagerten Moränenstadien. Seit dem Abtauen der Gletscher erfolgt die Formung fluvial. Durch die hohe Reliefenergie bildeten sich überwiegend Kerbtäler aus. In Bereichen mit härterem Untergrund, wie sie Rundhöcker oder andere Felsriegel darstellen, schneiden sich die Gewässer klammartig ein. Solche Klammstrecken existieren im Tal des Rio Blanco auf der Südseite und in der Quebrada Quisimachiri auf der Nordseite. Sie wechseln sich mit Kerbtalstrecken ab. Zusätzlich befinden sich in den Kerbtalstrecken kiesige bis sandige Ablagerungen, die den Talboden ausfüllen und so die Form eines Sohlenkerbtales erzeugen. Am deutlichsten lässt sich die beschriebene Talkonfiguration in der Quebrada Quisimachiri nachvollziehen. In einem breiten U-förmigen Tal wird der Talgrund von einer Rundhöckerschar gebildet, in die sich an den

beiden Talwänden zwei Bachläufe größtenteils klammartig eingeschnitten haben, die über drei Kilometer nahezu parallel zueinander verlaufen und vereinzelte Kerbtalbereiche mit teilweiser Verfüllung aufweisen. Das lässt sich auch am Höhenlinienbild gut erkennen. Die flachen, relativ glatten Fußflächen werden ebenfalls von Kerbtälern zerschnitten, die auch einzelne Felsdurchbrüche enthalten.

Von den fluvialen Akkumulationsformen sind die *Schwemmfächer* eine Erscheinungsform, die auf einen meist abrupten Wechsel der Hangneigung (Verflachung) zurückzuführen ist. Im Untersuchungsgebiet existieren sie häufig am Übergang zwischen den steilen Talhängen zu den flacheren Talböden an Austrittsstellen von Tiefenlinien bzw. Tälern. Durch die plötzliche Abnahme der Hangneigung kommt es zur Verringerung der Fließgeschwindigkeit und damit zur konvexen Aufschotterung.

Im Gegensatz dazu stehen einige weit ausgedehnte (teilweise mehrere Hektar große), relativ gestreckte *Kiesschwemmebenen* (vgl. Abb. 26) im Verlauf des Rio Blanco und der Quebrada Tacuruma auf der Südseite und einige kleinere Kiesebenen in der Quebrada Seca auf der Nordseite. Sie weisen Neigungen zwischen 6° und 9° auf und sind für kontinuierlich abgelagerte Sandschwemmebenen zu steil und zu grobkörnig. Ihre Ablagerung ist wahrscheinlich nicht kontinuierlich vor sich gegangen, sondern sie dürften als Folge von Vulkanausbrüchen entstanden sein, bei de-



Abb. 40: Jungholozäne Terrassenbildung in verschiedenen Erosionsstadien im Tal des Rio Blanco auf 4 820 m.

Am rechten Bildrand ist noch die rezente solifluidale Übersättigung der Terrassen zu erkennen

nen durch die Wärmefreisetzung der Permafrost im Gipfelbereich aufgetaut und der ehemals gefrorene Verwitterungsschutt plötzlich mobilisiert wurde. Das relativ weiche, stark schwefelhaltige porphyrische Gestein begünstigte diesen katastrophenartigen Abgang noch. Diese Formen müssen noch sehr jung sein, denn auf ihrer Oberfläche sind weitere morphologische Formen wie Tiefenlinien, Polygonböden oder Streifenböden nur in Ansätzen zu erkennen. Es stellt sich die Frage, ob diese Schüttungen stärker den Massenbewegungen statt den fluvialen Prozessen zuzuordnen sind.

Auf den meist kiesigen und teils sandigen Ablagerungen in den Tälern haben sich bei mehrfacher fluvialer Zerschneidung *Flussterrassen* ausgebildet (Abb. 40). Sie sind ein markantes Indiz für zeitweilig eventuell sehr kurzzeitige, kräftige fluviale Reliefformung. Es können mehrere solcher Zerschneidungsphasen nachvollzogen werden. Flächenmäßig bedeutend sind allerdings nur zwei größere Terrassensysteme, die als T1 und T2 angesprochen werden.

4.3.5 Massenbewegungen

Im Gegensatz zu den Bildungen authochthoner Reliefformung ist bei den Massenbewegungen der weitaus überwiegende Teil des Materials postgenetisch umgelagert. Die markanteste Erscheinungsform ist die *Mure*. Die bei den fluvialen Formen schon erwähnten großen *Kiesebenen* im Oberlauf der Gewässer dürften durch murenartige Abgänge von endogen mobilisiertem Material in Form eines Wasser-Schutt-Schlamm-Gemisches entstanden sein. Die im Massendefizitgebiet entstandene Oberflächenform ist die *Schuttmassenabrissnische*. Aufgrund der riesigen umgelagerten Materialmengen erstrecken sie sich teils über die kompletten, häufig glazigen übersteilten Talrückwände und tragen so zur entscheidenden Prägung des Gesamteliefs bei. Rezente Murenabgänge sind relativ unbedeutend und verlagern nur wenige Tonnen von Gesteinsschutt. Sie finden sich nur in Bereichen mit erhöhtem Wasserangebot wie z.B. kleineren Tiefenlinien. Der auf Abbildung 41 abgebildete Murengang fand am Westhang der Quebradada Quisimachiri knapp unterhalb des Schlifboards statt. Die hangseitige Formenkonfiguration erlaubte ein Zusammenfließen oberflächlich anfallenden Wassers, welches den Gesteinsschutt in diesem Bereich stärker durchfeuchtete.

Durch die starke glazigene Übersteilung des Reliefs bilden sich in den begleitenden Böschungen einiger Täler verbreitet *Sturzhalden aus Blockschutt* aus. Hierbei stellt die Gravitation den dominierenden Prozess dar. Obwohl morphographisch z.T. sehr ähnlich, sind sie von den Glatthängen zu unterscheiden. Häufig finden wir eine leichte Konvexität im unteren Teil der Sturzhalden. Eine weitere Unterscheidungsmöglichkeit besteht darin, dass die Glatthänge sich kontinuierlich hangaufwärts verschneiden, wogegen die Sturzhalden aus einer oder mehreren Nischen ernährt werden. Die Vereinigung mehrerer dieser Einzelschuttfächer erzeugt dann eine relativ geschlossene Schutthaldenfront (Abb. 42), die dem Glatthang morphographisch ähnelt.

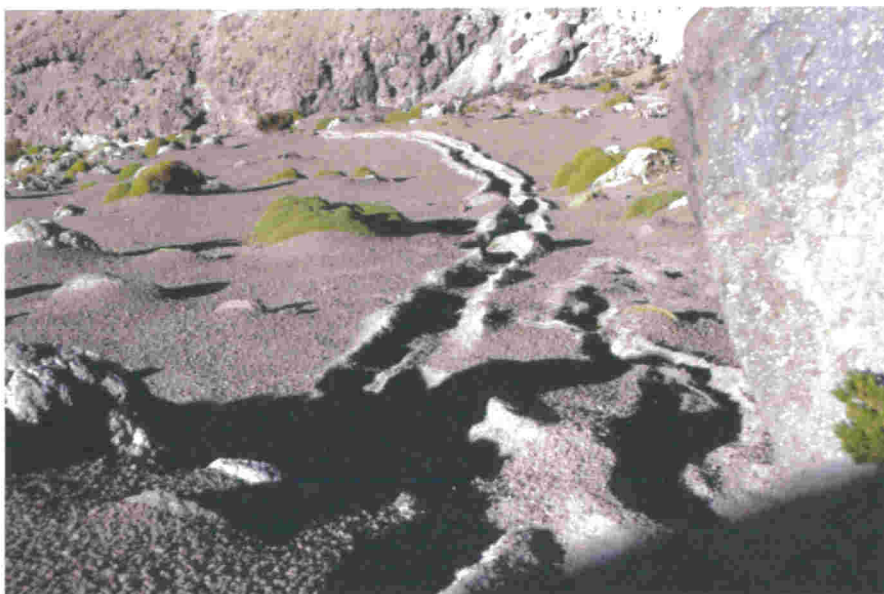


Abb. 41: Murengang am oberen Westhang der Quebrada Quisimachiri in 4900 m



Abb. 42: Rezente Schutthaldenbildung in 4850 m Höhe

4.3.7 Sonderformen

Eine häufig beobachtete Sonderform waren die *Tafoni*, die in unterschiedlichen Ausprägungen in verschiedenen Höhenlagen bis etwa 5 600 m Höhe beobachtet wurden (Abb. 43). Auch wurden in mehreren Kilometern Entfernung auf ca. 4 000 m Tafoni entdeckt. Dies scheint die Vermutung zu bestätigen, dass es sich um Formen der aktiven Kern- und Schattenverwitterung handelt, die unabhängig von der Höhenlage auftreten.

Eine weitere Sonderform wurde auf einem Moränenwall am Ostrand der Quebrada Tacurma auf einer Höhe von etwa 4 850 m eine etwa zehn mal zehn Meter große



Abb. 43: Tafonisierung als eine weit verbreitete Erscheinungsform. Hier in 5 100 m Höhe.

und mehrere Meter tiefe Hohlform entdeckt, bei der es sich vermutlich um ein *Tot-eisloch* handelt.

In den beiden relativ feuchten Tälern des Rio Blanco und v.a. der Quebrada Tacurma liegen im Höhenbereich zwischen 4 700 und 4 900 m mehrere kleine Quellaustritte und Vernässungserscheinungen, die jedoch aufgrund des Maßstabs nicht in der geomorphologischen Karte erfasst wurden.

Weiterhin erwähnenswert ist es, dass sich in geschützten Lagen ab einer Höhe von etwa 5 700 m einige Flächen mit *Bißerschnee* (Abbildung 44) befinden. In südwestlicher Exposition unterhalb des Gipfels liegt ein größeres Firnfeld mit Büßerschnee, welches den Rest eines ehemaligen Gletschers darstellt. Dieses große Feld dürfte als Wasserreservoir für die im anschließenden Tal liegenden Blockgletscher dienen.

Eine Besonderheit stellt ein *Firnfeld* dar, welches wenig unterhalb des Gipfelbereiches des Sillajhuay entdeckt wurde und durch sehr harten Schnee und charakteristische Ausschmelzungen auffiel. Die Mächtigkeit des Firns betrug bis zu 20 cm und in einer regelmäßigen Anordnung waren Löcher bis auf die Bodenoberfläche durchgeschmolzen. Die Löcher hatten alle eine Ausrichtung von ca. 15° N, dem durchschnittlichen Sonnenstand in dieser Region. Vermutlich war in dem Schnee Vulkanstaub enthalten, der sich stark erhitze, sobald Sonnenstrahlen auf ihn trafen. So wurde der Schnee in seiner Umgebung bis zum Grund abgeschmolzen (Abb. 45).



Abb. 44: Büßerschneefeld unterhalb des Gipfels in Südexposition



Abb. 45: Firnfeld im Gipfelbereich. Wahrscheinlich hat sich in einer windgeprägten Rippelform dunkler Vulkanstaub abgelagert, der sich bei der starken Einstrahlung am Cerro Sillajhuay schnell ins Eis einschmolz. Die Löcher verlaufen in einem Winkel von ca. 15° südlich ins Eis hinein, was dem durchschnittlichen Sonnenstand entspricht

5 Höhenstufen und Morphogenese des Cerro Sillajhuay

5.1 Periglaziale Höhenstufen des Sillajhuay

Für die periglaziale Höhenstufung des Cerro Sillajhuay ist das holozäne und das rezente Klima verantwortlich. Im folgenden werden die rezenten periglazialen Höhenstufen des Sillajhuay in Anlehnung an die Untersuchungen von VEIT (1991) und SCHRÖDER & MAKKI (1998) abgegrenzt (vgl. Tab. 5).

Beginnend mit der Höhe von ca. 4 100 m sind die ersten, vereinzelt vorkommenden frostbedingten Materialbewegungen an steilen Hanglagen beobachtet worden, so dass in diesem Höhenbereich der Übergang zwischen der *subandin*en und *andinen Stufe* liegt.

Ab einer Höhenlage von ca. 4 500 m kann von der *andinen Stufe* gesprochen werden, denn es traten die ersten flächigen Solifluktionerscheinungen auf. Diese befanden sich an einigen steil geneigten Rändern der Moränen und an geschützten unteren Hangbereichen im Tal des Rio Blanco unter einer fast geschlossenen Ve-

getationsdecke. In dieser Höhenlage sind fast alle Flächen mit offener Vegetation, vorwiegend mit Gräsern, bewachsen.

Flächendeckend tritt der periglaziale Formschatz ab ca. 4700 m auf. Da an einigen Hängen die offene Vegetationsbedeckung bis in eine Höhenlage von etwa 5000 m hinaufreicht und somit die periglaziale Oberflächenformung beeinflusst, wurde diese Höhenstufe als *vegetationsbestimmte untere periglaziale Stufe* bezeichnet. In den trockeneren Tälern auf der nordwestlichen chilenischen und vermutlich auch auf der bolivianischen Seite ist diese Stufe nicht durchgehend vorhanden. In dieser Höhenlage findet sich auch das Maximum der Blockstauerscheinungen.

Bis zu einer Höhenlage von ca. 5700 m reicht die *vegetationsfreie untere periglaziale Stufe*. Hier dominieren die Glatthanggenese und die tiefgründige freie Solifluktion. Die Solifluktionswülste haben stellenweise eine Stirnhöhe von bis zu einem Meter. Die Glatthänge enden an mächtigen Frostkliffs, die auf einer Höhe von 5500 bis 5700 m liegen, oder die Glatthanggenese hat die bis zu 5700 m hohen Bergrücken erreicht.

Die *mittlere periglaziale Stufe* beginnt oberhalb von 5700 m und reicht bis etwa 5900 m hinauf. Hier befinden sich mehrere kleinere Firnfelder mit Büßerschnee und das große südexponierte Firnfeld, welches den Rest eines ehemaligen Gletschers darstellt. Auf den schneefreien Flächen lassen sich flachgründige Solifluktionsercheinungen mit Überspülungen beobachten.

Die letzten etwa 90 Höhenmeter des 5982 m hohen Gipfels des Sillajhuay lassen sich der *oberen periglazialen Stufe* zuordnen, denn dieser Bereich wird von Frost-

Tab. 5: Rezente Höhenstufung des Sillajhuay auf der chilenischen Seite (verändert nach SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998)

Höhe	Rezente Höhenstufe	Rezente geomorphologische Prozesse und Formen
5900-5982 m	obere periglaziale Stufe	In-situ-Frostschuttflächen
5700-5900 m	mittlere periglaziale Stufe	flachgründige Materialbewegung mit Überspülung auf Solifluktionsterrassen, mehrere Firnfelder und Büßerschnee
5000-5700 m	vegetationsfreie untere periglaziale Stufe	dominierende Glatthangbildung, freie Solifluktion und tiefgründige Materialbewegung
4700-5000 m	vegetationsbestimmte untere periglaziale Stufe	starker periglazialer Formschatz mit überwiegend gehemmter Solifluktion bis zur Vegetationsobergrenze
4500-4700 m	andine Stufe	einsetzender periglazialer Formschatz mit Solifluktion, offene Vegetationsbedeckung
4100-4500 m	subandine/andine Stufe	vereinzelte frostbedingte Materialbewegungen
unter 4100 m	subandine Stufe	keine frostbedingten Materialbewegungen

6 Das interaktive 3D-Modell

6.1 Die Erstellung des interaktiven Geländemodells

Grundlage zur Reliefanalyse und zur Strahlungsberechnung sowie zu einer wirklichkeitsnahen interaktiven 3D-Visualisierung, ist ein möglichst genaues, morphologisch sinnvolles digitales Geländemodell. Die einzelnen Arbeitsschritte sowie die unterschiedlichen Erstellungsmethoden werden nachfolgend erläutert.

6.1.1 Begriffsdefinitionen

Zur Begriffspräzisierung soll noch kurz eine Definition der verwendeten Begriffe gegeben werden. In einem digitalen Geländemodell (DGM) liegen die Höhen- und Reliefdaten digital vor, z.B. als Pixelwerte mit entsprechender Höhen- oder Neigungsinformation. Werden die Höhen- und Reliefdaten dreidimensional dargestellt, ist von einem 3D-Modell zu sprechen. 3D-Visualisierung impliziert das dreidimensionale „Sichtbarmachen“ bestimmter Sachverhalte am Computer, z.B. die virtuelle Ansicht des Cerro Sillajhuay mit einem auf ein 3D-Modell gemapten Luftbild. Eine interaktive Darstellung erlaubt es dem Betrachter, auf die Veranschaulichung durch den Computer unmittelbar Einfluss zu nehmen, z.B. durch das Drehen oder Heranzoomen des Modells.

6.1.2 Digitalisieren der Daten und Erstellung des digitalen Höhenmodells

Als Grundlage für die Erstellung eines interaktiven 3D-Modells können verschiedene Daten und Methoden dienen. Vom amerikanischen geologischen Institut (USGS) ist für die gesamte Erde ein DGM erzeugt worden und im Internet für jedermann abrufbar (Gtopo30). Die Rasterauflösung ist mit umgerechnet bis sogar unter einem Quadratkilometer erstaunlich hoch und eignet sich gut für großräumige Analysen (vgl. BÖHNER 1996) oder zu Präsentationszwecken. Dem Geländeübersichtsbild (Abb. 3) liegt dieser Datensatz zugrunde. Zudem gibt es von den topographischen Landesämtern verschiedener Länder Höhendatensätze, so auch in Deutschland, Österreich und in der Schweiz. In der Schweiz existiert neben dem RIMINI-Modell mit einer Pixelauflösung von 250 m mittlerweile fast flächendeckend ein Höhendatensatz mit einer sehr hohen Genauigkeit und einer Auflösung von 25 m (RICKENBACHER 1998). In Chile sind die Voraussetzungen leider anders und ein genauer Höhendatensatz muss noch erzeugt werden. Abhilfe schaffen soll eine Mission der amerikanischen Raumfähre Endeavour, während der Anfang 2000 große Teile der Erdoberfläche dreidimensional vermessen worden sind. Über die genauen Ergebnisse liegen noch keine Informationen vor. Von der weiteren Möglichkeit einen Datensatz zu erzeugen, nämlich den Berg mit einem Radarflugzeug überfliegen zu lassen,

sind. Dies entspricht auch den bisherigen Forschungen (vgl. zusammenfassend HEINE 1985, GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER 1991, VEIT 1994/1995), die alt- und mittelpleistozäne Materialien nicht eindeutig ausgrenzen konnten. Eine derartige Parallelisierung ist höchstwahrscheinlich für das Sommerregengebiet sowieso nicht zutreffend, da die traditionellen Gliederungen des Pleistozäns auf Kälteschwankungen aufbauen, jedoch im Bereich tropischer Zirkulationen geringe Feuchteschwankungen wirksamer sind.

Von reliefwirksamen und zeitlich genauer belegbaren Indikatoren kann etwa ab 35 000 BP (HEINE 1985, GARLEFF & STINGL 1985) ausgegangen werden. Danach wurde es kälter aber, auch feuchter (CLAPPERTON 1983), was zu einem Seenspiegelhochstand im Bereich des Titicacasees ca. 28 000 BP führte. Während dieser Zeit bauten sich dann die Gletscher auf, die zwischen 18 000 BP (PORTER 1981, CLAPPERTON 1983, MERCER 1985) und 14 000 B.P. (SERVANT 1984) bzw. 13 000 B.P. (GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER 1991) ihren Höchststand hatten. In diese Zeit fällt auch die maximale Verbreitung der Moränen. Wobei die Endphase im tropischen Südamerika deutlich trockener war (STREET 1981, SERVANT 1984).

Im Spätpleistozän kommt es dann zu einer Erwärmung, jedoch wiederum zu einer feuchteren Phase, die übereinstimmend etwa bis 8 000 B.P. (GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER 1991, VEIT 1991, KUHLEMEYER 1998, REIZNER 1998, ZIPPRICH 1998) anhielt. Sie ist im wesentlichen durch Seenhochstände dokumentiert (SCHÄBITZ & LIEBRECHT 1998, VEIT 1998). Während des Mittelholozäns wird dann von deutlich trockeneren Verhältnissen ausgegangen, insbesondere während der Phase zwischen 8 200 bis 6 100 B.P. ZIPPRICH (1998) rechnet hierbei mit einer intensiven Blockgletscherbildungsphase, die auch für den Cerro Sillajhuay zutreffen könnte. Ab 4 700 B.P. wurde es langsam wieder feuchter und im Becken von Cancosa bildete sich ein offener Seenspiegel aus (SCHRÖDER, BOLCH & KRÖBER 1999). In der sich anschließenden feuchten Phase des Jungholozäns zwischen 3 700 und 1 500 B.P. (VEIT 1995, SCHRÖDER & SCHMIDT 1997, SCHRÖDER & MAKKI 1998) dürften dann vor allem periglaziale Formungsprozesse in der Zone der tiefgründigen Materialbewegungen zwischen etwa 4 700 m und 5 800 m am Llullaillaco (SCHRÖDER 1998a) und 5 000 m bis 5 700 m am Cerro Sillajhuay an Intensität gewonnen haben. In den letzten 1 500 Jahren haben sich dann die heutigen, trockenen Klimabedingungen eingestellt.

Der rezente Formenschatz am Cerro Sillajhuay variiert nicht nur aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage, der Morphographie und des Salzgehaltes in der Oberflächennähe wie am Llullaillaco (SCHRÖDER, MAKKI & CIUTURA 1996, SCHRÖDER 1999b), sondern auch bezüglich des stark schwankenden Schwefelgehaltes in den Porphyren. Hohe Schwefelgehalte, die häufig solfatarischen Ursprungs sind, besitzen eine erhöhte Verwitterungsdisposition, die der periglazialen Oberflächenformung mehr Schutt zur Verfügung stellt. Auch sind Spülformen, die auf holozäne Feuchteschwankungen hinweisen, in solfatarischen Porphyren deutlich intensiver ausgeprägt.

onszyklus wird durch die Oberen Oxaya-Ignimbrite abgeschlossen, welche das gesamte Gebiet zwischen Altiplano und Küstenkordillere bedecken. Wahrscheinlich ist in dieser Zeit des späten Miozäns die nach Westen einfallende Rampe entstanden. Der jüngste Oxaya-Ignimbrit ist nach KOHLER & SEIFRIED (1998) mit 19,38 Mio Jahren datiert. Es schließt sich eine fast genau 10 Mio. Jahre währende Erosionsdiskordanz an, die paläogeomorphologisch nicht belegt ist.

Die nächstfolgende Ignimbritdecke liegt in relativ großer Entfernung vom Cerro Sillajhuay bei 21° Süd. Sie ist von VERGARA (1978) als Ujina Tsu Ignimbritdecke bezeichnet worden. Da keine Sedimentationen beschrieben sind, die auf feuchte Verhältnisse hinweisen, kann vermutet werden, dass sich in dieser Zeit die Wasserdampfsperre des Altiplano aufgebaut hat. Die Bedingungen sind wesentlich trockener geworden.

Die nunmehr folgende Erosionsdiskordanz reicht bis in das Spätpleistozän. Der Sockel des Cerro Sillajhuay und die Ränder des Beckens von Cancosa sind zu großen Teilen aus den Pastillos-Ignimbriten (VERGARA & THOMAS 1984) aufgebaut. Sie sind mit $730\,000 \pm 160\,000$ Jahren datiert.

Da der nunmehr entstehende porphyrische Vulkankegel des Cerro Sillajhuay sehr intensive Vergletscherungen aufweist, ist eher zu vermuten, dass die Hauptaufbauphase sich unmittelbar an die Entstehung der Ignimbritdecke anschloss und somit ins Mittelpleistozän zu stellen wäre. Altersdatierungen des Porphyrs liegen nicht vor und die Hornblendemineralien eigneten sich auch nicht für die Analyse mit kosmogenem Helium, wie sie am Lullaillaco von SCHRÖDER & SCHMIDT (1997) beschrieben wurde.

Da vulkanische Aufbauformen aus Porphyrmorphologisch stabil sind (SZEKELY 1986, GONZALES-FERRAN 1995), trotzdem aber sehr intensive glazigene Exarationen insbesondere im solfatarischen Porphyrbestehen, ist eher von einem höheren Alter der vulkanischen Aufbauform auszugehen. Nach jetzigen Erkenntnissen dürfte es zwischen 600 000 und 400 000 Jahren anzusetzen sein. Alle entstandenen Reliefformen sind dementsprechend jünger. Da größere tektonisch bedingte Hebungen für das Mittel- und Jungpleistozän ausgeschlossen werden können, muss davon ausgegangen werden, dass die absolute Höhe des Vulkans während dieser Zeit ähnlich oder nur unwesentlich niedriger gewesen sein kann. Dies hat zur Folge, dass außerhalb der Vergletscherungsphasen ständig oberhalb von ca. 4 500 m periglaziale Formungsbedingungen herrschten. Hieraus nunmehr wird verständlich, warum am Cerro Sillajhuay intensive Glatthangbildung dominiert, wogegen am Lullaillaco, dessen älteste Vulkanite im Bereich des Vulkankegels nur 41 000 Jahre alt sind, auch nicht ansatzweise Glatthangbildung existiert (SCHRÖDER & MAKKI 1998, SCHRÖDER 1998b).

Betrachten wir die glazigenen Sedimente, so ist auffällig, dass zwei sich deutlich durch Verwitterung und Abtragung unterscheidende Moränen nicht vorhanden

schuttflächen dominiert. Diese Höhenstufe ist wesentlich schmaler als am Llullailaco (vgl. Schröder & Makki 1998), da zu vermuten ist, dass sich ab einer Höhenlage von etwa 6000 m die untere glaziale Stufe anschließen würde. So war der Gipfel des Sillajhuay nach eigener Besichtigung im Jahr 1996 und auch auf den Luftbildern aus dem Jahr 1961 zur gleichen Jahreszeit vollständig mit Schnee bedeckt und ist nur in extrem trockenen Jahren, wie es 1997/98 der Fall war, schneefrei. Daneben wurde am ca. 180 km südlich gelegenen Cerro Aucanquilca auf ca. 6100 m ein Gletscher entdeckt.

5.2 Morphogenese des Cerro Sillajhuay

Die ältesten Gesteine in der unmittelbaren Umgebung des Cerro Sillajhuay stammen aus der Oberkreide (VERGARA & THOMAS 1984). Diese Andesite und Dazite bauen die westlich gelegene Kette vom Cerro Verde (4544 m, 19°57' s.Br., 68°54' w.L.) über den Cerro Quinchimati (4615 m, 19°48' s. Br., 68°56' w.L.) bis zum Cerro Jupocalla (4666, 19°40' s.Br., 68°56' w.L.) auf. Sie sind mit granodioritischen Intrusionen, die höchstwahrscheinlich aus dem Paläogen stammen, durchsetzt. Im Gegensatz zu dem wesentlich besser untersuchten Jurassischen Sockel der Küsten und Präkordillere (HILLEBRAND 1996, KOSSLER & WITTMANN 1996 und KRAMER 1998) sind aus diesem eng begrenzten Raum um den Cerro Sillajhuay keine geologisch-tektonischen Vorarbeiten bekannt.

Der eigentliche Vulkanismus im Bereich des Andenhauptkammes zwischen 18° und 20° Süd beginnt mit dem sich hebenden Pronto-Altiplano-Block an der Wende vom Oligozän zum Miozän (KÖHLER & SEIFRIED 1998). Dadurch wurde sowohl die Küstenkordillere gehoben als auch das Präkordillere-Störungssystem mit dem kretazisch-magmatischen Bogen aktiviert. Die verstärkte Aktivität führte zur wiederholten Ablagerung von mächtigen Ignimbriten im sogenannten Oxaya-Becken, welches tektonisch einen Halbgraben darstellte. Insbesondere von Osten her kam es zu mächtigen Schüttungen, die vereinzelt präkambrische bis paläozoische Gerölle führen, die darauf schließen lassen, dass Grundgebirge noch im Miozän an der Oberfläche anstand. Die Sedimentationsverhältnisse lassen auf wesentlich feuchtere Bedingungen während des Miozäns schließen. Der untere Oxaya-Ignimbrit unterbricht diese Sedimentationsphase. Anschließend dominieren vor allem Sedimente aus gravitativen Massenverlagerungen, was auf hohe Reliefenergien schließen lässt. Da es sich um Schlamm- oder Schuttströme sowie Schichtfluten handelt, ist zu vermuten, dass während des mittleren Miozäns die Wasserdampfsperre des Altiplano noch nicht wirksam war. Deshalb konnten höchstwahrscheinlich feuchte Luftmassen von Nordosten her weitgehend ungestört vordringen, was auf eine noch geringere absolute Höhe schließen lässt. Diese Bedingungen führten nach KÖHLER & SEIFRIED (1998) zu einem einheitlichen Ablagerungsraum, der dann durch die Mittleren Oxaya-Ignimbrite überdeckt wurde, auf denen sich ebenfalls noch Schichtflutablagerungen aus vulkanoklastischem Material befinden. Dieser sehr mächtige miozäne Sedimentati-

welches das Relief mittels der Reflexion der Radarstrahlen sehr genau aufnehmen kann, musste aus Kostengründen leider Abstand genommen werden.

Die günstigste und einfachste Datengrundlage sind in den häufigsten Fällen Höhenlinien, die auch diesem Modell zugrunde liegen. Für die Erstellung des Höhenmodells vom Cerro Sillajhuay wurden Höhenlinien, Geländepunkte (Voll- und Hohlformen) und das Gewässernetz (bzw. da überwiegend Trockentäler das Tiefenliniennetz) digitalisiert. Grundlage hierzu waren die chilenischen topographischen Karten im Maßstab 1:50.000. Es handelte sich dabei um die Blätter: 1945-6845 Pampa Lirima; 1945-6830 Cancosa; 1930-6845 Lagunas Chuncara und 1930-6830 Villa Blanca, an deren Schnittpunkt der Cerro Sillajhuay liegt. Die Äquidistanz der Höhenlinien beträgt 50 m. Genauere Karten waren für diesen Berg leider nicht erhältlich. Die Eckkoordinaten des digitalisierten Gebietes zeigt Tabelle 6.

Digitalisiert wurde mit einem Digitalisieretablett in dem Programm ESRI ARCVIEW GIS, welches ein effektiv arbeitendes Digitalisiermodul enthält, wobei gleichzeitig vorgesehen ist, die Daten zu georeferenzieren, d.h. ihnen die exakten Welt-Koordinaten zuzuweisen. Eine weitere Möglichkeit zur Digitalisierung der Daten ist es, von einer eingescannten und georeferenzierten topographischen Karte die Höhenlinien direkt am Bildschirm nachzuzeichnen. Das Programm Arc/Info besitzt sogar ein Programmmodul, mit welchem man eindeutige Linien automatisch nachfahren (autotrace) lassen kann. Die anschließende Zuweisung der entsprechenden Höhenwerte zu den digitalisierten Höhenlinien und -punkten in der integrierten Datenbank stellt die Grundlage für die Erzeugung des 3D-Modells dar. Dabei ist es wichtig, auf die richtige Projektion der Daten zu achten. Für diese Arbeit wurde die Universal-Transmercator-Projektion gewählt.

Für die Erstellung eines DGM eignen sich eine Vielzahl von Computerprogrammen, u.a. Surfer, IDRISI, TNT mips, Arc/Info und ARCVIEW. Seit kurzem ist für das Programm ARCVIEW eine 3D-Erweiterung (3D-Analyst) erhältlich, welches die Erstellung des Höhenmodells und des 3D-Modells unterstützt. Da dieses Programm weit verbreitet ist und die Höhenlinien bereits hiermit digitalisiert worden sind und somit umständliches Datentransferieren nicht nötig war, fiel die Wahl auf ARCVIEW.

Die zur Erstellung eines DGM zu Grunde liegende erzeugte Höheninformation ist leider nicht flächenhaft vorhanden, sondern nur linienhaft in den digitalisierten Höhenlinien und an einigen Punkten. Die dazwischenliegenden Werte müssen da-

Tab. 6: Eckkoordinaten des digitalen Höhenmodells „Cerro Sillajhuay“

UTM Zone 19	Hochwert	Rechtswert
Nordwestecke	7.825.000	527.000
Nordostecke	7.825.000	537.000
Südwestecke	7.807.000	527.000
Südostecke	7.807.000	537.000

her interpoliert werden. Hierzu gibt es zwei grundsätzliche Möglichkeiten: Die Erzeugung eines Dreiecksnetzes (TIN) oder eines regelmäßigen Rasternetzes (Grid). Bei der TIN-Interpolation nach Delaunay (TIN: Triangulated irregular networks) wird ausgehend von den Höheninformationen ein Dreiecksnetz gebildet.

Dreiecke haben im Gegensatz zu anderen Mehrecken genau eine definierte Neigung und Exposition, sind unabhängig von der Größe durch drei Punkte eindeutig definiert und es kann leicht wieder in Dreiecke zerlegt werden. Deshalb ist zur Erzeugung eines Dreiecksnetzes ein relativ geringer Rechenaufwand notwendig, welches bei den zur Verfügung stehenden Rechnern ein nicht zu unterschätzender Vorteil ist.

Bei der Erzeugung eines regelmäßigen Rasternetzes wird jedem Rasterpunkt ein Höhenwert zugewiesen. Dieser Höhenwert muss aus den umliegenden Punkten interpoliert werden. Hierzu gibt es verschiedene Methoden. Die einfachste ist der „*Nearest-Neighbour*“-Algorithmus, bei dem ein Mittelwert zwischen einer festzulegenden Anzahl von umliegenden Punkten gebildet wird. Der Abstand der Punkte spielt keine Rolle. Bei der *Inverse-Distance-Weighted-Interpolation* (IDW) wird der Einfluss der Punkte in Abstand zu dem Rasterpunkt gewichtet. Das Gewicht nimmt mit zunehmender Entfernung ab. Eine weitere bekannte Interpolationsmethode ist die Spline-Interpolation. Hier versucht der Rechner eine mathematische Funktion zu finden, bei der die Oberfläche durch alle Punkte geht und gleichzeitig die geringst mögliche Wölbung besitzt. Ein durch diese Interpolation erzeugtes DGM ist glatt und sieht gleichmäßig aus.

Der Nachteil der Grid-Erstellung ist eine relativ lange Rechenzeit, wenn ein genauer Rasterdatensatz aus einer Vielzahl von Höheninformationen erstellt werden soll, und dass das DGM bei einer zu groben Auflösung sehr stufig ist. Der Vorteil wiederum ist, dass sich ein Grid sehr schnell aufbaut und auch mit recht wenig Rechenaufwand interaktiv drehen lässt. Genau dies ist wieder der Nachteil bei TINs, denn diese benötigen wesentlich längere Zeit zum Bildaufbau und auch zum Bewegen. Ein weiterer Unterschied zwischen TIN und Grid liegt in der Ablegung der Werte im Computer. TIN ist ein vektorbasiertes Verfahren und Grid ist rasterbasiert. Das Rasterverfahren hat den Vorteil, dass die Daten leichter analysiert und in andere Programme exportiert werden können.

Für die Erstellung des DGM des Cerro Sillajhuay wurden sowohl die TIN-, als auch die IDW- und die Spline-Interpolationsmethode getestet. Für IDW und Spline musste jede Höhenlinie in Punktwerte umgewandelt werden. Hierzu diente ein ARCVIEW-Script. Bei der anschließenden Spline-Interpolation stürzte die SUN-Workstation im CIP-Raum der Geographie wegen der großen Datenmenge regelmäßig ab, so dass hier leider kein Ergebnis zu erzielen war. Bei IDW musste der selbe Rechner ca. 30 h arbeiten, um ca. 68 000 Pixelpunkte auszurechnen (Auflösung 50x50m). Das Ergebnis war in den Gebieten mit viel Höheninformation sehr zufriedenstellend. Lagen jedoch bei flachem Relief die Höhenpunkte weit auseinander,

wurden große Verebnungen dargestellt, die in der Realität nicht vorzufinden waren. Bei der TIN-Methode repräsentierte in diesen Fällen jeweils eine gleichmäßige Steigung zwischen den Höhenlinien das Gebiet. Dies entspricht auch nicht ganz der Wirklichkeit, erscheint jedoch realitätsnäher. In den Bereichen mit viel Höheninformation waren beide Methoden ähnlich gut, so dass die Entscheidung zunächst auf die TIN-Methode fiel.

Die anschließende Ergänzung der vorhandenen Tiefenlinien durch am Höhenlinienverlauf eindeutig erkennbare weitere Tiefen- und Kammlinien diene zur Verbesserung des Modells. Nun wurden die Höhenlinien als sog. Soft-Breaklines, die Höhenpunkte als Mass Points mit Höhenwerten definiert, daneben die Tiefen- und Kammlinien als Hard-Breaklines ohne Höheninformation. Der Unterschied zwischen den Soft-Breaklines und Hard-Breaklines liegt nicht in der Zuweisung von Höhenwerten, sondern darin, dass die Dreiecke an den Hard-Breaklines ansetzen müssen, während bei den Soft-Breaklines die Dreiecke auch mal darüberhinaus reichen dürfen. Das Programm sieht in den digitalisierten Linien nämlich nicht einen durchgezogenen Strich, sondern nur eine Aneinanderreihung von Punkten. Deren Abstand hängt von der Digitalisierung ab. Die erste Fassung des Höhenmodells konnte somit in einem überschaubaren Arbeitsaufwand erstellt werden (Abb. 46).

Jedoch war dieses Modell nicht fehlerfrei, denn durch die Dreiecksbildung entsteht kein kontinuierliches Relief, sondern eine Aneinanderreihung von einzelnen Dreiecken, von denen jedes eine eigene Exposition und Neigung besitzt. Man könnte von dem „Diamanten“-Effekt sprechen. Das Hauptproblem sind jedoch die vielen Verebnungen überall dort, wo die Höheninformation der gleichen Isohypse näher lag als die der nächsten, also an scharfen Graten, Schluchten, Vorsprüngen oder an Stellen mit starker horizontaler Wölbung. Die Integration der Tiefen- und Kammlinien als Hard-Breaklines beseitigt die Verebnungen nicht, da diese ja keine Höheninformationen besitzen. Zu Präsentationszwecken genügt ein solches DGM, für eine Analyse muss dieses Modell noch weiter verbessert werden. Durch die Darstellung der Hangneigung, werden die vielen Artefakte deutlich (vgl. Abb 46).

Zur Eliminierung oder Reduktion der Verebnungen sind bereits Lösungsansätze vorhanden. SCHNEIDER (1998) implementierte ein Programm, welches diese Verebnungsflächen erkennt, die Dreiecke teilt und sie anschließend morphologisch plausibel umklappt. Einleuchtend erscheint auch, Tiefenlinien, Kanten oder Grate als echte 3D-Breaklines in das Höhenmodell zu integrieren, wie es RICKENBACHER (1998) für das Rasterhöhenmodell der Schweiz beschreibt. Die Erzeugung echter 3D-Breaklines ist jedoch ein Problem für sich, welches hier nicht näher betrachtet werden soll. Am einfachsten erscheint es, die Höhenwerte entlang der Breaklines (Tiefen- und Kammlinien) zwischen den Höhenlinien zu interpolieren (GRUBER & KRIZ 1998). Hierzu ist ein nicht zu unterschätzender Programmieraufwand erforderlich. Leider war das von Gruber geplante Programm z.Zt. der Erstellung des DGM noch nicht vollständig implementiert. Doch auch diese Methode kann nach schriftlicher Mitteilung von Frau Gruber nicht vollständig die Artefakte beheben und eine ma-

TIN-Höhenmodell erste Fassung

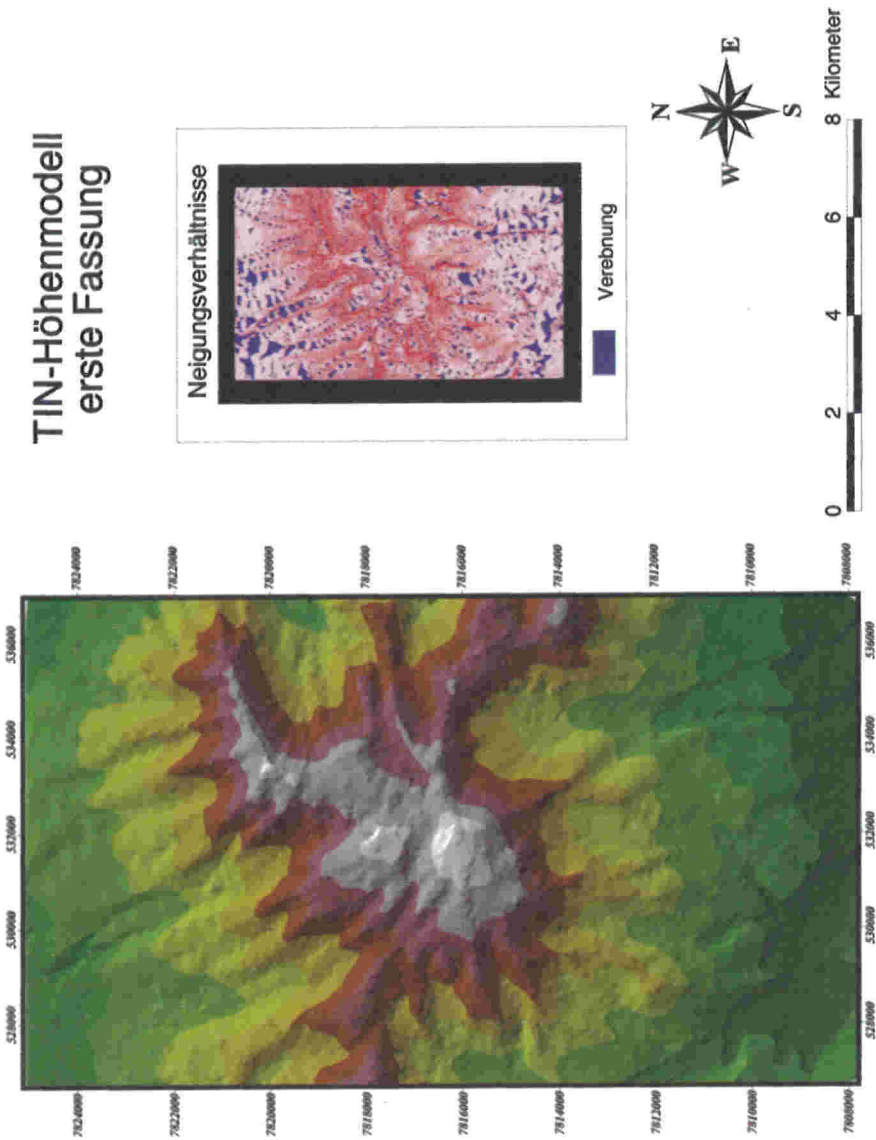


Abb. 46: TIN-Höhenmodell, 1. Fassung mit Darstellung der Verebnungen (Artefakte)

nuelle Verbesserung ist v.a. an den Stellen mit starker horizontaler Wölbung nötig. Aus Zeitgründen wurde darauf verzichtet ein eigenes Programm zu schreiben. Statt dessen sind manuell Höhenpunkte und -linien eingefügt und deren Höhenwerte unter Zuhilfenahme der Luftbilder abgeschätzt worden. Wie auf der Neigungsdarstellung ersichtlich, konnten dadurch die Verebnungen fast vollständig eliminiert werden (Abb. 47). Wenige Stellen mit sehr geringer Neigung kommen auch im natürlichen Relief des Untersuchungsgebiets vor. Der Diamanteffekt der TINs stellt nun das Hauptproblem dar.

Aus diesem Grund und wegen der bereits erwähnten besseren Analysierbarkeit von Rasterdaten wurde nun das TIN-Modell in ein Grid umgewandelt. ARCVIEW bietet zwar diese Möglichkeit, jedoch ist keine integrierte Glättung möglich, die zur Verringerung des Diamanteffektes wünschenswert ist. Das Programm Arc/Info, welches das TIN-Modell problemlos importieren kann bietet bei der Umwandlung die gewünschte Glättungsmethode. Da zum einen die Äquidistanz der Isohypsen 50 Meter, zum anderen ihr geringster Abstand auch ca. 50 Meter beträgt, fiel die Wahl der Rasterzellengröße auf den gleichen Wert. Somit stimmen die Genauigkeit der zu Grunde liegenden topographischen Karte und die des DGM in etwa überein. Eine höhere Auflösung würde eine Genauigkeit vorspiegeln, die nicht vorhanden ist. Zudem ist der Rechenaufwand bei dieser Rasterzellengröße noch überschaubar. Beim DGM des Cerro Sillajhuay sind bei einer digitalisierten Fläche von 10 x 17 km 68 000 Pixel nötig. Eine Halbierung der Rasterzellengröße würde eine Quadrierung des Rechenaufwandes bedeuten. Als Glättungsmethode wurde „Quintic“ gewählt, bei der jeder Rasterzelle der Mittelwert aus der selbigen und den direkt anschließenden zugewiesen wird. Da die Diamanteffekte immer noch zu stark erkennbar waren, wurde das Grid-Modell ein weiteres Mal geglättet. Hierzu diente die ARCVIEW-Erweiterung „Grid Generalisation Tool“. Leider gibt das Programm keinen Hinweis auf die Rechenweise dieses Filters. Vermutlich wird auch hier jeder Rasterzelle der Mittelwert der umliegenden zugewiesen. Das Höhenmodell des Lullaillaco wurde bis zum endgültigen Ergebnis ebenso zwei Mal geglättet (SCHRÖDER 1996, SCHRÖDER & SCHMIDT 1997). Jede Glättung bedeutet jedoch auch eine Generalisierung und leichte Verfälschung der Daten, da diese immer Mittelwerte aus einer bestimmten Anzahl an Pixeln bilden. So wurde der Höhenwert des Pixels am Gipfel des Sillajhuay durch die Generalisierung vom 5 982 auf 5 968 m erniedrigt. Da die umliegenden Pixel jedoch in ähnlicher Weise angepasst wurden, ändert sich an den Reliefverhältnissen wenig. Nur die Extremwerte, v.a. an Kanten werden beseitigt und dies ist an den Übergängen der TIN-Dreiecke gewünscht.

Dieses Modell, welches nun für die anschließenden Berechnungen verwendet wird, spiegelt die natürlichen Reliefverhältnisse in recht guter Weise wider (vgl. Abb. 48 u. 49). Das Hauptdefizit ist, dass das Relief insgesamt zu glatt dargestellt wird. Kanten, Frostkliffs und die Klammen, welche am Sillajhuay, wie auf der geomorphologischen Karte ersichtlich, häufig vorkommen, kann dieses Modell nicht reprä-

TIN-Höhenmodell verbesserte Fassung

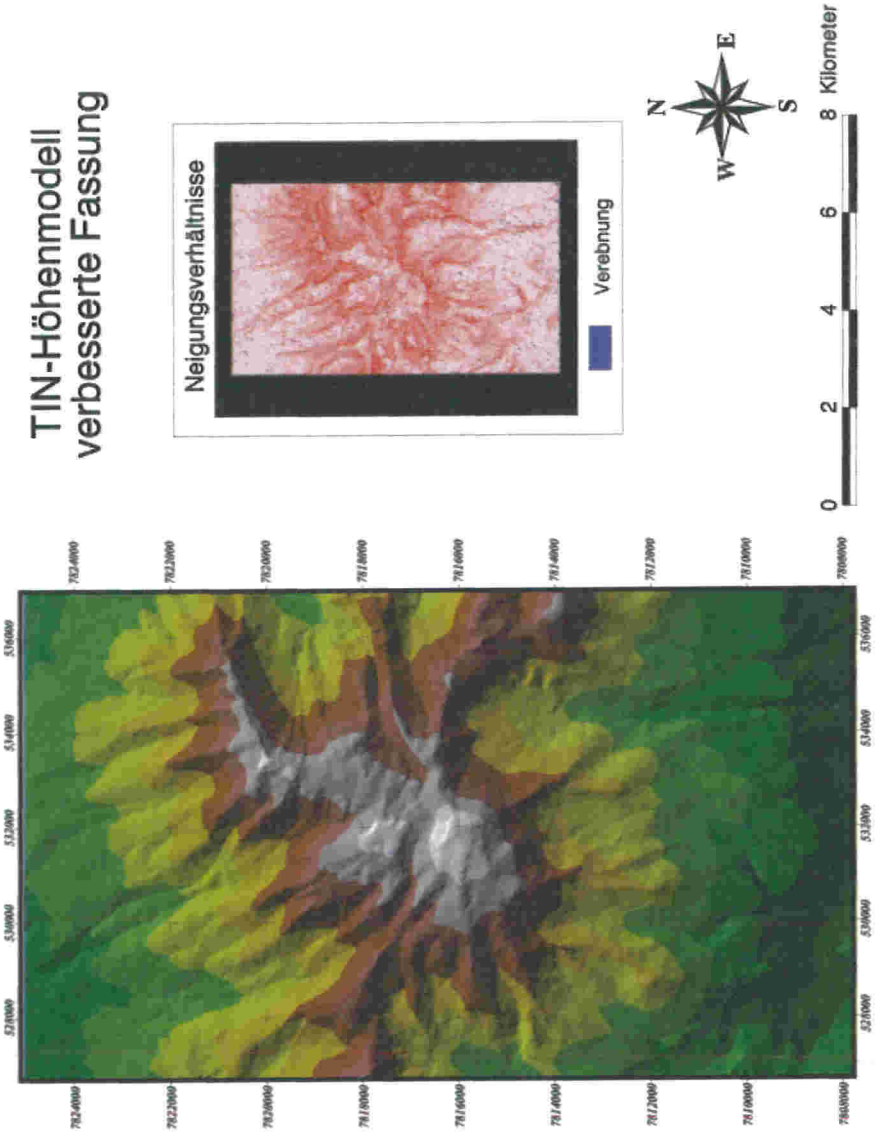


Abb. 47: Verbessertes TIN-Modell mit Neigungsdarstellung

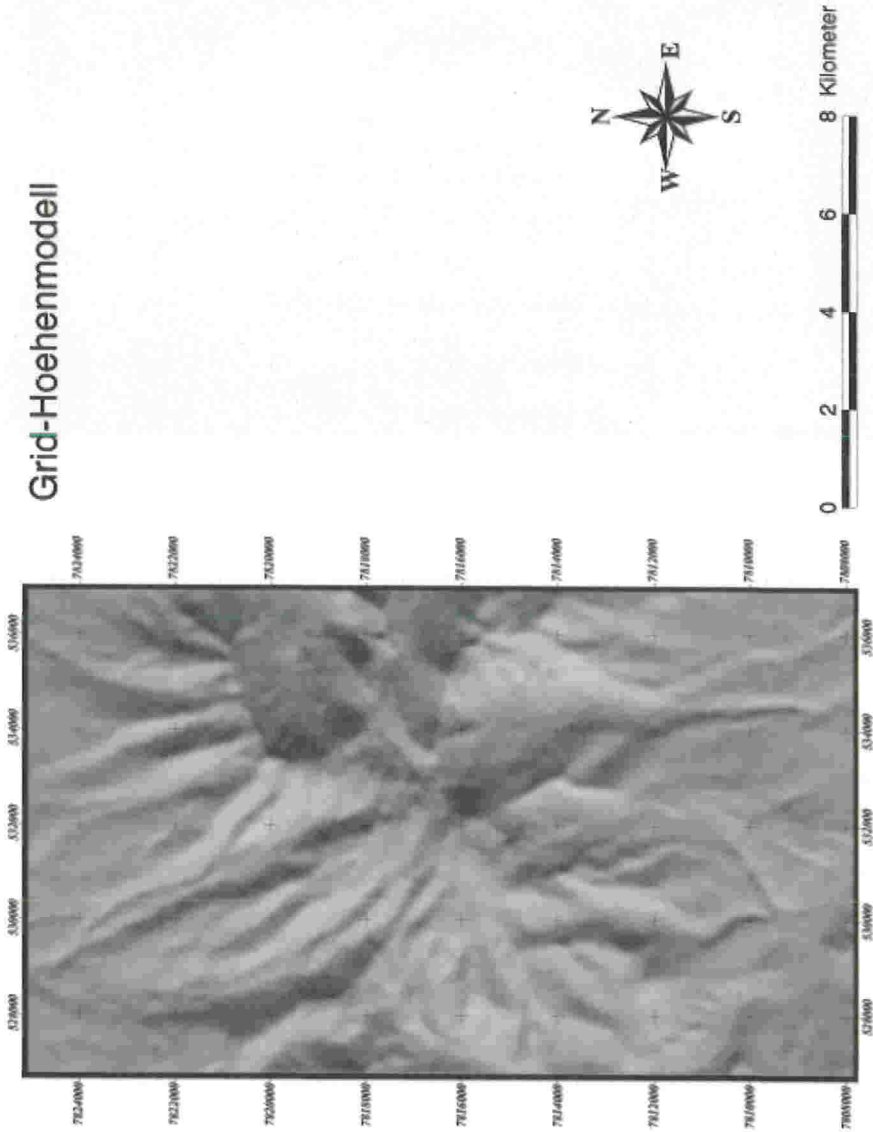


Abb. 48: Grid-Höhenmodell, welches zu den Berechnungen verwendet wird

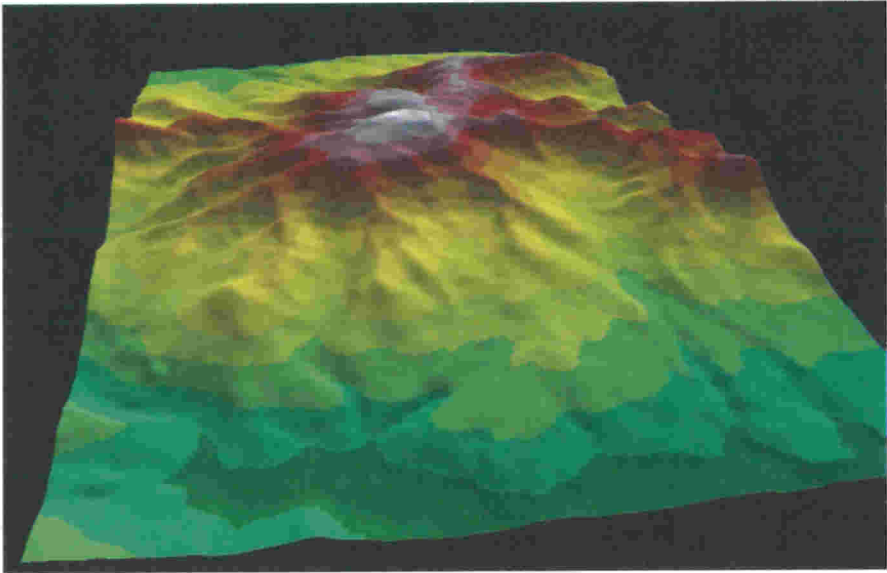


Abb. 49: 3D-Ansicht des Grid-Geländemodells von SSW nach NNE, erzeugt mit dem ARCVIEW 3D-Analyst, nicht überhöht

sentieren. Dies ist jedoch ein generelles Problem bei der digitalen Reliefdarstellung. Senkrechte Wände und Überhänge können selbst bei einer sehr hohen Genauigkeit nicht dargestellt werden, denn so müssten z.B. die Pixel, die eine Senkrechte darstellen, unendliche Werte besitzen. Daher kann man nicht wirklich von einer 3D-Darstellung sprechen, sondern eher von einer 2,5D-Darstellung. Trotzdem soll im weiteren Verlauf des besseren Verständnisses wegen die Bezeichnung „3D“ beibehalten werden.

6.1.3 Die interaktive 3D-Visualisierung

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist es, ein 3D-Modell zu erzeugen, das Luftbild auf dieses zu mapen und so den Cerro Sillajhuay in einer „virtual reality“ interaktiv aus allen Richtungen betrachten zu können. Mit Programm „GOLD“, geschrieben von ROETTGER, konnte anschließend aus dem Höhendatensatz ein 3D-Modell erzeugt, das Luftbild als Textur auf das Höhenmodell gemapt und der Cerro Sillajhuay aus allen Perspektiven betrachten werden. Mit entsprechender Hardware kann man dies ohne Verzögerungen durch die Rechenzeit drehen. Da es mit GOLD möglich ist, direkt an das Höhenmodell „heranzufiegen“ und so jedes Pixel sichtbar ist, ist eine zu grobe Rasterauflösung des Datensatzes zu vermeiden. Daher wurde eine Pixelgröße von 5 x 5 m gewählt, wohl wissend, dass eine so hohe Auflösung eine Genauigkeit vorspiegelt, die aufgrund der Datenvorlage (50-Meter-Isohypsen) nicht gege-

ben ist. Der Vorteil hierbei liegt darin, dass ein Luftbild, welches als Textur auf eine sehr glatte Oberfläche gemapt wird, recht scharf bleibt, während es auf einer zu stufigen Oberfläche unscharf abgebildet wird. Damit die Reliefunterschiede deutlicher erkennbar sind wurde für die Darstellung eine 1,5-fache Überhöhung gewählt. Der Nachteil an GOLD ist, dass es kein Modul besitzt, welches georeferenzierte Daten einlesen kann. Mittels einer Erweiterung besteht hier allerdings die Möglichkeit die Textur zu verschieben, drehen oder in der Größe anzupassen. Somit gelingt es das Luftbild ziemlich exakt über das Höhenmodell zu legen. Über eine Funktion in UNIX („Snap“) kann die gesamte Bildschirmoberfläche als Bilddatei gespeichert werden. Somit gelang es, im Rahmen dieser Arbeit einige Bilder vom Cerro Sillajhuay zu zeigen, u.a. auch einige Perspektiven, die das Forschungsteam nie hat sehen können, da die bolivianische Seite nicht zugänglich war und es auch kein Flugzeug zur Verfügung hatte. In Abb. 50 bis 53 bekommt der Betrachter einen guten Einblick in die Reliefverhältnisse am Cerro Sillajhuay.

Eine weitere Möglichkeit, das Höhenmodell mit dem Luftbild interaktiv zu betrachten, bietet sich mit der ARCVIEW-Erweiterung „3D-Analyst“ (Abb. 49). Um diese zu testen, wurde ARCVIEW auf den SGI-Rechnern in der Computergraphik installiert. Der Vorteil von ARCVIEW ist, dass es leichter zu handhaben ist und es

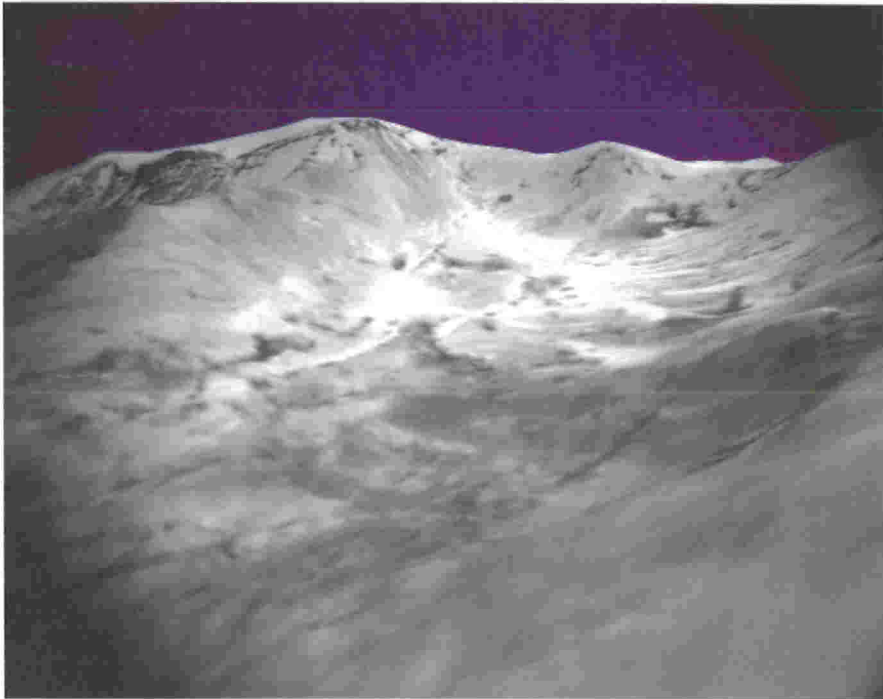


Abb. 50: Blick in das Tal des Rio Blanco (virtuelles 3D-Bild)

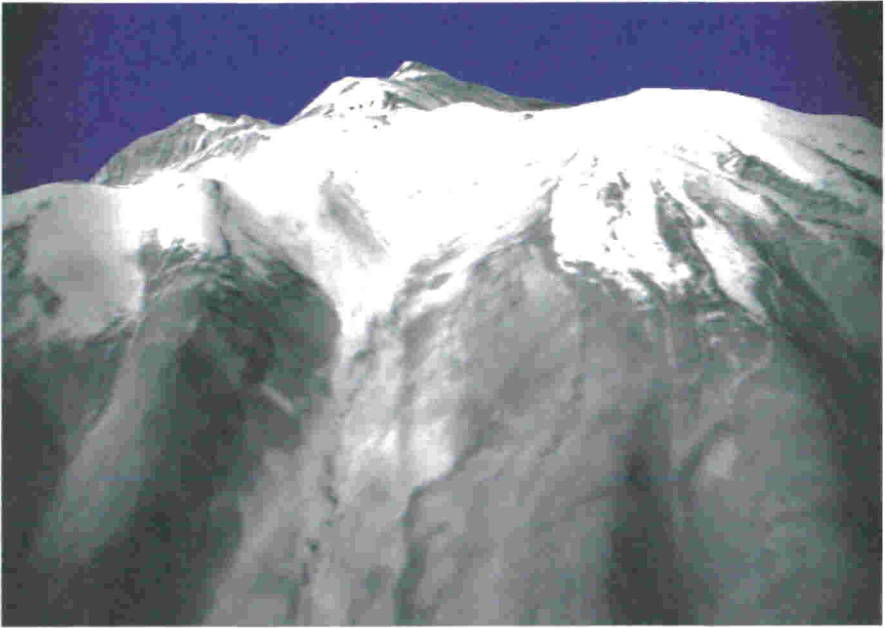


Abb. 51: Blick von NW nach SE über den oberen Talanschluss der Quebrada Quisimachiri auf den Hauptkamm, im rechten oberen Eck befindet sich der Gipfel (virtuelles 3D-Bild)

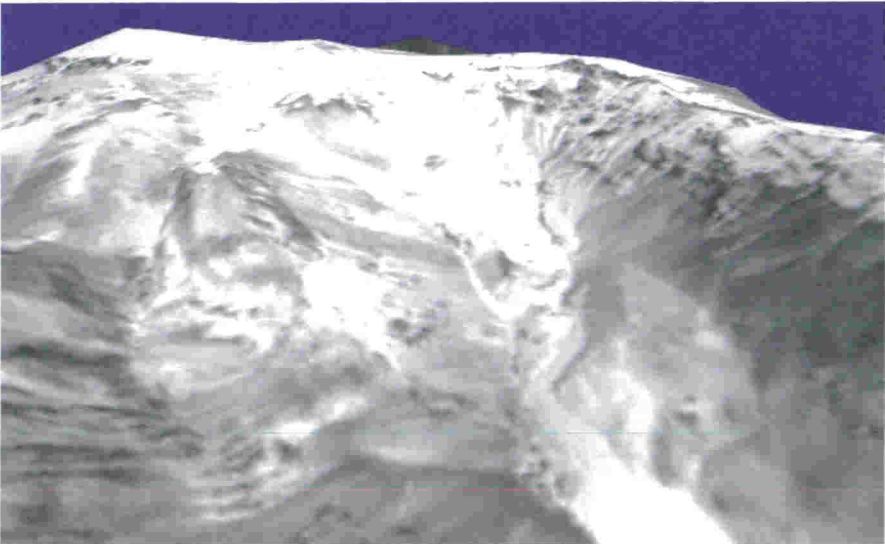


Abb. 52: Blick von Osten (bolivianische Seite) nach Westen über zwei Täler auf den Hauptkamm und den Gipfel im linken oberen Eck (virtuelles 3D-Bild)

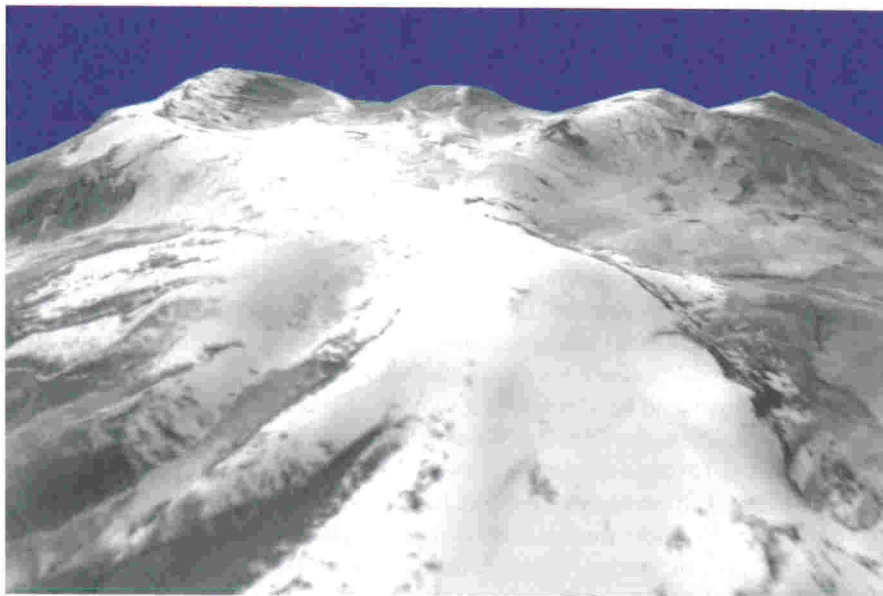


Abb. 53: Blick aus der Vogelperspektive von W nach O, gut zu erkennen die Expositionsunterschiede anhand der Schneebedeckung und die steileren Südhänge mit den tief eingeschnittenen Tälern gegenüber den flacheren Tälern in Nordexposition (virtuelles 3D-Bild)

die georeferenzierten Luftbilder direkt verwenden kann. Hierbei werden diesen die Höhenwerte der entsprechenden Rasterpunkt des DGM zugewiesen und so das 3D-Modell erzeugt, welches einfach gedreht, vergrößert oder verkleinert werden kann. Der Nachteil von ARCVIEW ist jedoch, dass die Bilder im Vergleich zu GOLD unschärfer und bei näherem Heranzoomen die Elemente des Luftbildes schlechter sichtbar sind.

6.1.4 Diskussion zur interaktiven 3D-Visualisierung

Die 3D-Darstellung ist wirklichkeitsnah und dem menschlichen Auge vertraut. Somit wird es dem Betrachter erleichtert Zusammenhänge und Abhängigkeiten zu sehen und zu verstehen. Dies gilt in besonderer Weise für den nicht geschulten Betrachter. Der große Vorteil, auch für das geschulte Auge, liegt darin, dass das zu untersuchende Objekt aus allen möglichen Perspektiven betrachtet werden kann oder auch Gebiete eingesehen werden können, die aus verschiedenen Gründen beim Geländeaufenthalt nicht begehbar waren. Grundlage für eine optimale Bildqualität ist ein entsprechend gutes Höhenmodell, v.a. aber ein Luftbild mit einer sehr hohen Auflösung, welches entweder schon in digitaler Form vorliegt oder entsprechend gut eingescannt werden muss. Hierzu ist mindestens eine Auflösung von 600x600 dpi,

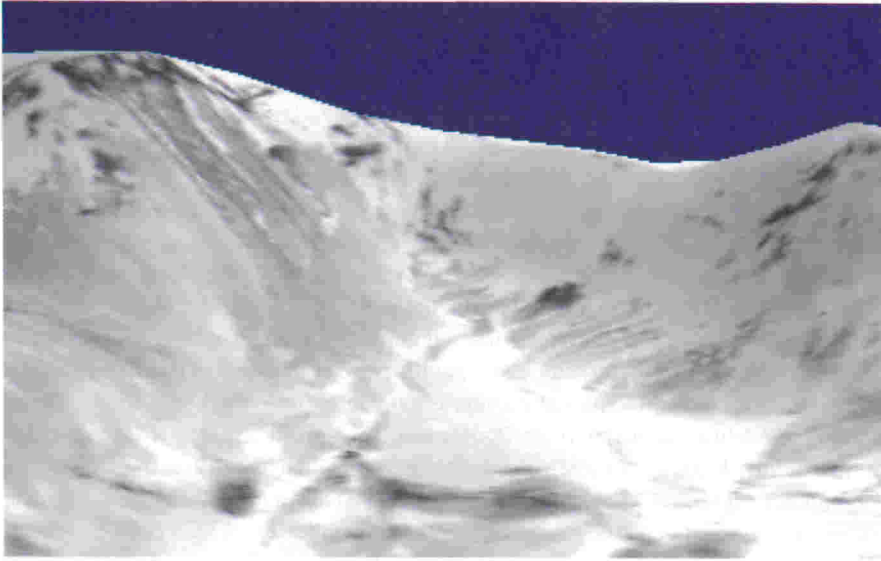


Abb. 55: Glatthänge im Talschluss des Rio Blanco (virtuelles 3D-Bild)

nen sich so neue Möglichkeiten für die geomorphologische Untersuchung. Dies gilt insbesondere, wenn Prozesse beobachtet werden sollen und eine Zeitreihe von Luft- oder Satellitenbildern vorliegt. Interessant wäre es am Sillajhuay z.B. anhand von einem aktuellen Luftbild die Bewegungen und Veränderungen der Blockgletscher nachzuvollziehen und zu quantifizieren. Weiterhin können langfristig teure und v.a. gefährliche Geländeaufenthalte minimiert und diese gezielter vorbereitet werden. Zudem fällt das Bestimmen von Positionen bei georeferenzierten Modellen leichter und eine geplante Route zu einer markanten Erscheinung kann direkt in einem GPS-Gerät gespeichert werden. Zuletzt soll nicht unerwähnt bleiben, dass ein interaktives 3D-Modell hervorragend geeignet ist, um einem Publikum gewisse Sachverhalte verständlich zu erläutern oder eine Arbeit gut zu präsentieren und gerade letzteres ist in der Wirtschaft von entscheidender und auch in der Wissenschaft von hoher Bedeutung.

6.2 Der Nutzen des digitalen Geländemodells

6.2.1 Überprüfung der geomorphologischen Karte anhand der georeferenzierten Luftbilder

Ein wesentlicher Vorteil der digitalen Kartierung ist, dass die Karte im Computer jederzeit verbessert, verändert oder ergänzt werden kann. Eine Überprüfung und Anpassung der geomorphologischen Karte direkt im Computer anhand der Luftbil-

der stellte somit keinen zu hohen Arbeitsaufwand dar. Der erste Schritt lag in der Georeferenzierung sowohl der geomorphologischen Karte als auch der Luftbilder. Die Höhenlinien, die für diese Karte Verwendung fanden, dienten auch für das DGM als Grundlage. Um die Karte nun exakt über das DGM zu legen, wurde diese zunächst als Tiff-Bild aus Freehand exportiert und nun ein sogenannter world-file geschrieben, d.h. dem oberen linken Eck der Karte die exakten Welt-Koordinaten und die tatsächliche Ausdehnung in X- und Y-Richtung (nach rechts und unten) zugewiesen. Die Luftbilder zu georeferenzieren gestaltete sich deutlich schwieriger, denn sie sind perspektivisch verzerrt. Leider waren bei den verwendeten Luftbildern aus dem Jahr 1961 der Aufnahmewinkel und die Aufnahmehöhe nicht bekannt, so dass sie nicht mit einer geeigneten Software automatisch entzerrt werden konnten. Um trotzdem eine gute Übereinstimmung mit den Höhenlinien zu erzielen, wurden die Luftbilder und die georeferenzierte Höhenlinienkarte mit Tiefenlinien in ARCVIEW geladen und nun eindeutig identifizierbare Punkte auf den Luftbildern den entsprechenden Stellen auf der Karte zugewiesen. Am besten eigneten sich hierzu zusammenlaufende Tiefenlinien und Bäche, sowie markante Höhenpunkte. Mindestens 30 solcher Punkte waren zur vernünftigen Anpassung der Bilder auszumachen. ARCVIEW legt durch alle festgelegten Punkte eine mathematische Polynomfunktion und die Pixel der Bilder werden entsprechend dieser Funktion umgerechnet. Da eindeutig zuordenbare Bauten und Straßen fehlten und zudem der Gipfelbereich auf den Luftbildern vollständig mit Schnee bedeckt war, gestaltete sich die Suche nach geeigneten Stellen recht schwierig und kleine Abweichungen der Luftbilder von den zugehörigen Höhen- und Tiefenlinien waren besonders an den Rändern unvermeidlich.

Um die periglazialen Oberflächenformen analysieren zu können, wurde nun ihre Flächenausdehnung von der georeferenzierten geomorphologischen Karte übertragen und jeweils auf einen eigenen Layer (ARCVIEW: Theme) gespeichert und soweit möglich und nötig anhand der Luftbilder angeglichen. Besonders effektiv war diese Vorgehensweise bei den Blockgletschern, die auf dem Luftbild eindeutig abgrenzbar waren und so in ihrer Ausdehnung genau stimmen (beruhend auf den 1961er Werten). Eine erste grobe Erfassung der Oberflächenformen könnte so direkt aus den Luftbildern erfolgen.

6.2.2 Berechnung und Visualisierung der reliefbildenden Faktoren

Um die Zusammenhänge zwischen den Periglazialformen und den Relief- und Strahlungsverhältnissen analysieren zu können, sind anschließend diese Parameter in ARCVIEW und Arc/Info anhand des DGM bestimmt worden. Die Erstellung und die mathematischen Grundlagen werden im nachfolgenden Kapitel vorgestellt.

Die ARCVIEW-Erweiterung Spatial Analyst und Arc/Info bieten die Möglichkeit die Höhenstufen, die Hangneigung, die Exposition, die Vertikal- und Horizontalwölbung und die Hangabschattung auszurechnen und darzustellen.

Die Bestimmung der Hangabschattung diene zunächst zu Darstellungszwecken. Hierzu wurde der bei den Karten übliche Sonnenstand (Richtung NW, Höhe 45°) gewählt und das von ARCVIEW ermittelte Graustufenbild den bei dieser Arbeit verwendeten Kartendarstellungen als Helligkeitswerte zugewiesen. So wird das Relief in Grundzügen sichtbar und die Karten werden anschaulicher.

Jedes Pixel des DGM besitzt durch die in Kapitel 6.1 beschriebene Interpolation einen Höhenwert. Um einzelne Höhenstufen sichtbar zu machen, können nun den gewünschten Bereichen Farb- oder Grauwerte zugewiesen und entsprechend dargestellt werden. Die Farbdarstellung der acht gewählten Stufen für das Gebiet des Cerro Sillajhuay soll die Höhenzonierung verdeutlichen. Grün für vegetationsbestimmte Bereiche, Gelb als Übergangsbereich, Brauntöne charakterisieren den vegetationsfreien Höhenabschnitt und die graue Färbung verdeutlicht das Vorkommen von Firnfeldern (vgl. Abb. 56). Um die Kontinuität des Reliefs darzustellen, ist ein 8-bit-Grauwertbild vorzuziehen (vgl. Abb. 48).

Einen wichtigen Reliefparameter stellt die Hangneigung dar. Mathematisch gesehen ist diese die erste Ableitung der Höhe. Hiermit errechnet ARCVIEW an jedem Pixel den entsprechenden Wert. Die Unterteilung der Neigungswerte in zehn Klassen (Abb. 57) erfolgte zu Darstellungszwecken. Die GMK Hochgebirge (KNEISSEL ET AL. 1998) sieht lediglich sechs vor. Die Obergrenze der untersten Klasse wurde bei 5° gezogen, da das Untersuchungsgebiet sehr stark reliefiert ist, und fast ebene Talflächen nicht vorkommen. Die Neigungsbereiche von 25-35° sind besonders interessant, da Glatthänge laut Definition in etwa diese Werte besitzen. Die oberste Klasse umfasst alle Neigungen >45°, denn aufgrund der Generalisierung und der Pixelauflösung des DGM sind stärkere Neigungen, obwohl in Wirklichkeit vorhanden, selten.

Für morphologische und hydrologische Fragestellungen ist besonders die Wölbung interessant. Zu unterscheiden sind hier die vertikale Wölbung und die horizontale Wölbung. Die vertikale Wölbung stellt die zweite Ableitung der Höhe unter Bezug auf die Neigung, und die horizontale in Bezug auf die Exposition dar. In Anlehnung an die GMK Hochgebirge (KNEISSEL ET AL. 1998) wurden fünf Klassen unterschieden. Da ARCVIEW kein Modul integriert hat, in dem die Wölbung einfach auszurechnen ist, diene hierzu das Programm Arc/Info, mit welchem die Berechnung problemlos und schnell durchzuführen ist. Damit die Wölbungsverhältnisse in der Karte deutlicher zu erkennen sind, wurden noch durch eine Generalisierung (ARCVIEW-Erweiterung Grid Generalisation Tool) einzelne Ausreißerpixel angepasst. Leider waren keine Angaben zu erhalten, welche Wölbungsradien den mit Arc/Info ermittelten Werten von ca. -2 bis +2 entsprechen. Der zunächst angenommene reziproke Wert erwies sich als falsch. Werte um Null symbolisieren einen gestreckten Hang und ausgehend hiervon erfolgte die Einteilung (Abb. 58 u. 59).

Die Exposition stellt die Richtung des stärksten Höhengradienten zwischen den Pixeln dar. Unterschieden wurden acht Expositionsrichtungen (vgl. Abb. 60). Diese

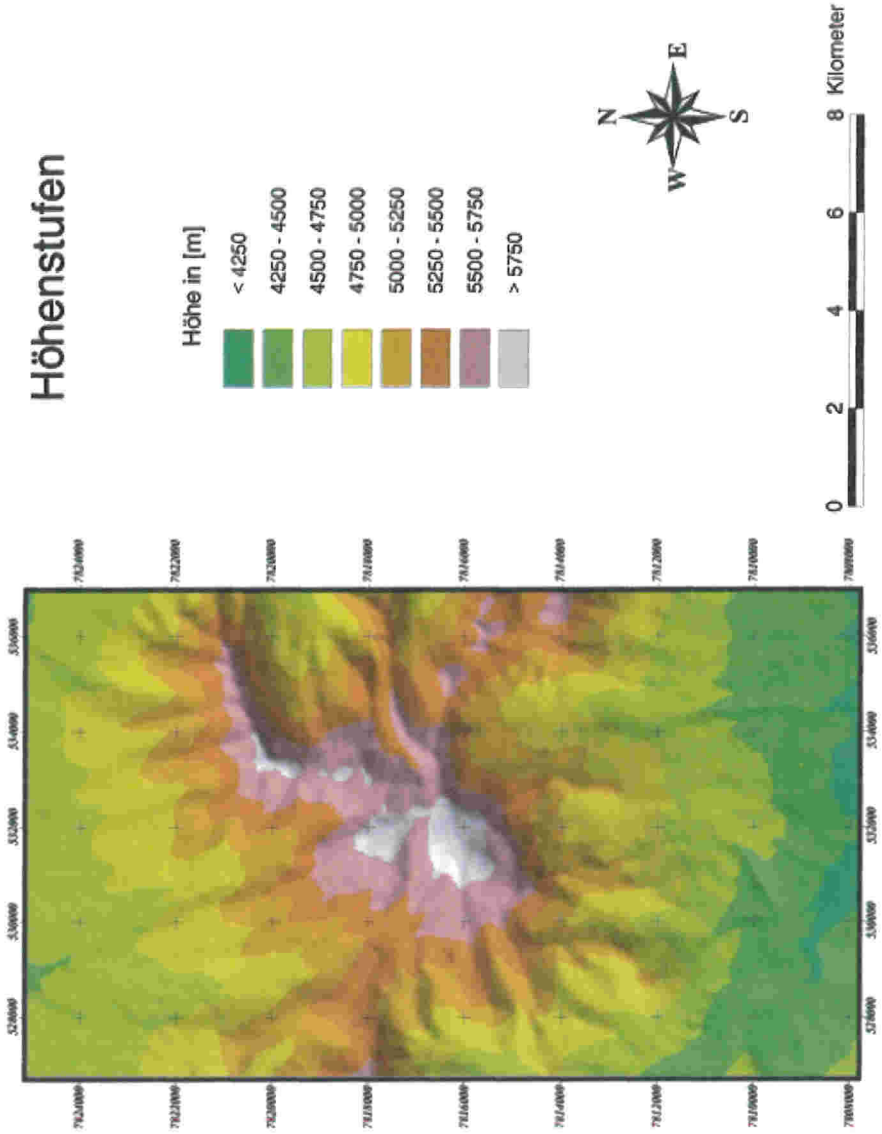


Abb. 56: Die Höhenstufen am Cerro Sillajhuay

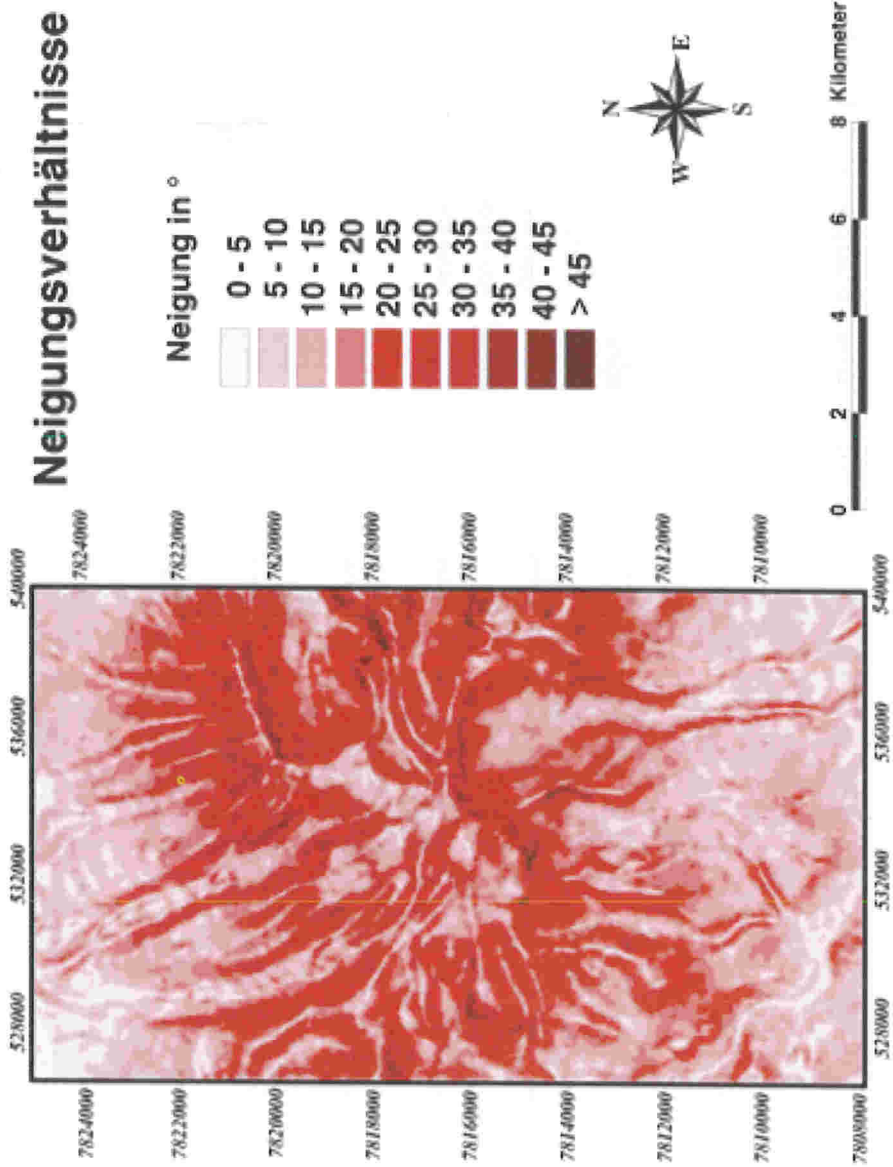
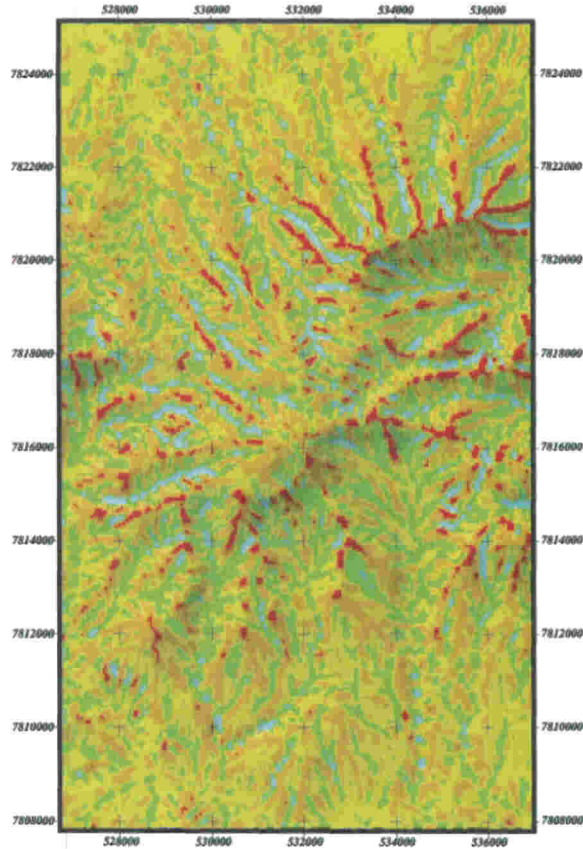


Abb. 57: Die Neigungsverhältnisse am Cerro Sillajhuay

Abb. 58: Darstellung der Horizontalwölbungen



Horizontalwölbungsverhältnisse

Wölbungen

- stark divergierend
- divergierend
- gestreckt
- konvergierend
- stark konvergierend



0 2 4 6 8 Kilometer

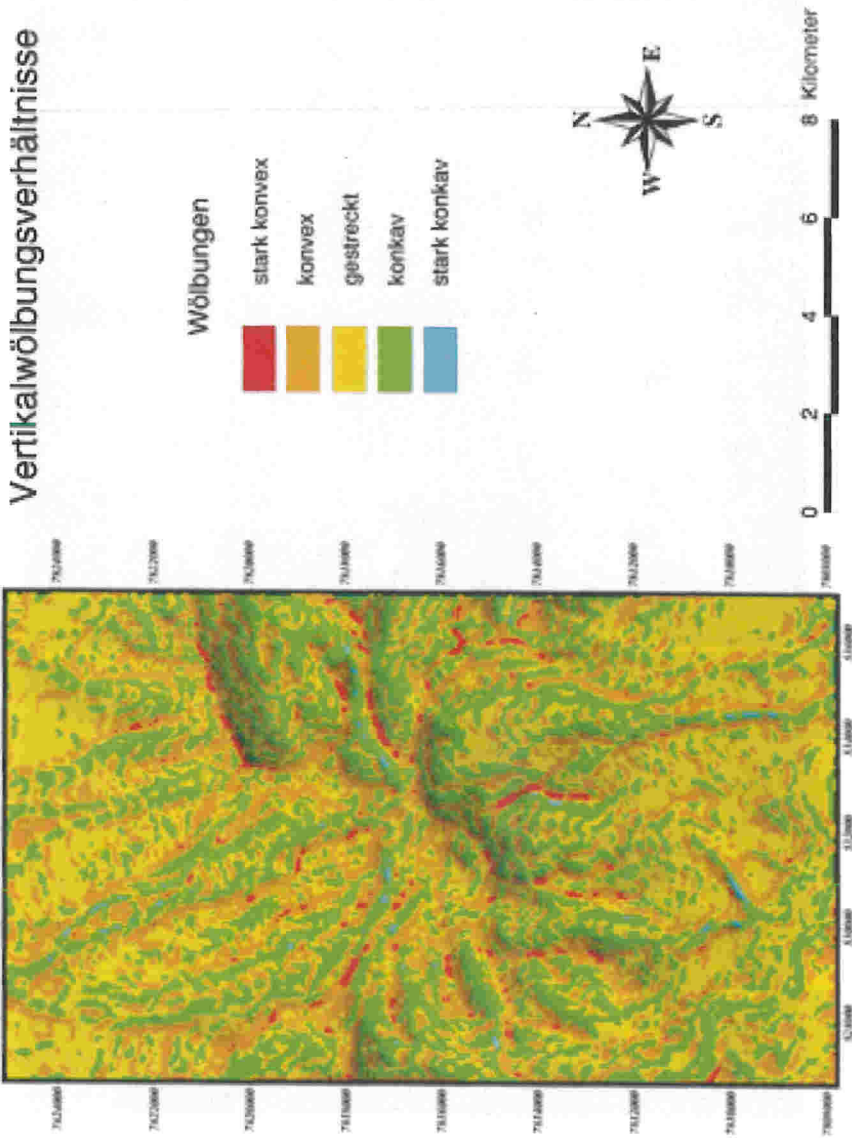


Abb. 59: Darstellung der Vertikalwölbungen

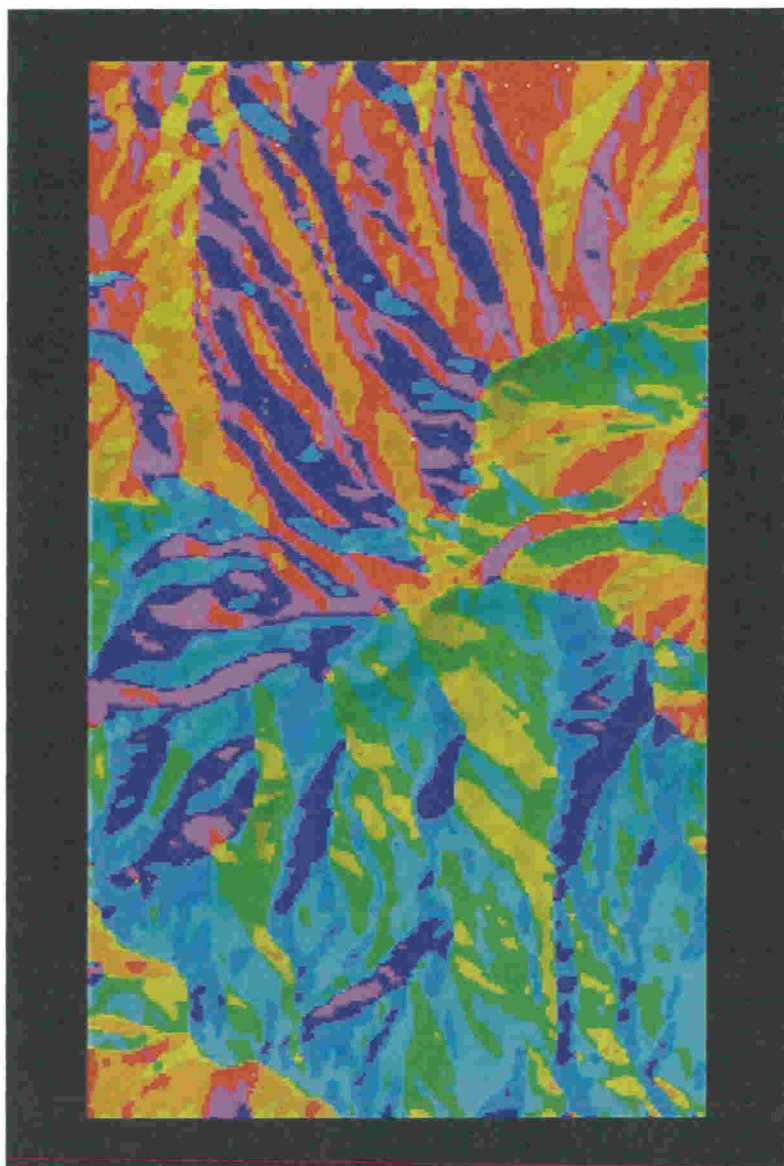


Abb. 60: Die Expositionsausrichtungen der Hänge am Cerro Sillajhuay

werden jedoch nicht in die anschließende Auswertung integriert, da sie v.a. für die Strahlungsgunst maßgeblich sind, die noch gesondert betrachtet wird (vgl Kap. 6.2.3). Aussagekräftig sind die Expositionsverhältnisse u.a. bei der Betrachtung der Talformen in Hinblick auf eventuelle Asymmetrien.

6.2.3 Die Solarstrahlung am Cerro Sillajhuay

Wie bereits erwähnt kommt der Strahlung im Klimaregime der Atacama eine bedeutende Rolle zu. Verschiedene Autoren stellen sogar die Vermutung auf, dass hier die höchsten Strahlungswerte auf der Erde herrschen (u.a. SCHMIDT 1999). Zum besseren Verständnis soll hier kurz auf die theoretischen Grundlagen eingegangen werden.

6.2.3.1 Allgemeines zur Strahlung

Die von der Sonne ausgehende Strahlung ist relativ konstant. Da sich die Erde jedoch in einer elliptischen Bahn um die Sonne bewegt, ändert sich die Strahlung, die auf die Atmosphäre trifft. Die Strahlungsenergie, die außerhalb des atmosphärischen Einflusses bei mittlerem Sonnenabstand und senkrechtem Strahlungseinfall in einer Minute durch eine Flächeneinheit fließt, wird allgemein als Solarkonstante bezeichnet. Ihr Wert beträgt 1368 Wm^{-2} . Auf ihrem Weg durch die Atmosphäre wird die Strahlung an verschiedenen Partikeln (O_3 , Wasserdampf, Aerosole, etc.) absorbiert, gestreut und somit abgeschwächt. Bei der Streuung wird zwischen der Rayleigh-Streuung (Streuung an den Molekülen der Atmosphäre) und der Mie-Streuung (Streuung an Aerosolteilchen und Wolkenpartikeln) unterschieden. Je länger der Weg ist, den die Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre durchlaufen und je mehr Partikel in ihr enthalten sind, um so stärker wird die Strahlung abgeschwächt. Die Strahlung, die nun auf die Erdoberfläche auftrifft, setzt sich aus der direkten und diffusen Strahlung zusammen. Der potentielle direkte Strahlungsgenuss eines Gebietes wird allgemein definiert als solare Strahlungsenergie, die bei wolkenlosem Himmel auf eine Flächeneinheit der physikalischen Erdoberfläche auftrifft (BÖHNER & PÖRTGE 1997). Die Intensität der Strahlung, die auf die Flächeneinheit fällt, ist stark abhängig vom Einfallswinkel der Sonne auf die Erde, von der Exposition und Neigung der bestrahlten Fläche und von der Horizontabschattung.

6.2.3.2 Bestimmung der Strahlungsunterschiede am Cerro Sillajhuay

Die extremen Tag- und Nachtunterschiede der Oberflächentemperaturen verdeutlichen die starke Strahlungsintensität am Sillajhuay. Die Gründe hierfür liegen in der Breitengradlage, der Trockenheit, der Wolkenarmut und in der extremen Höhe, in der die Luftdichte und die damit zusammenhängenden Rayleigh- und Mie-Streun-

gen sehr gering sind. Das bedingt einen sehr geringen Anteil an diffuser Strahlung. In der Atacama wurden Strahlungswerte gemessen, die bereits in ca. 3 700 m über 95% und am Sairecabur (5 971 m) sogar knapp 98% der Solarkonstante betragen (RICHTER 1996, SCHMIDT 1999). Durch die Breitengradlage von 19°45' S liegt der Cerro Sillajhuay innerhalb der Wendekreise und die Sonne steht zweimal im Jahr im Zenit. Daher wirken die Expositionsunterschiede nicht in einer so starken Weise, wie dies z.B. in den Mittelbreiten der Fall ist. Andererseits ist der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung sehr gering und die Unterschiede in den Strahlungsintensitäten zwischen besonnten und beschatteten Flächen sind stark ausgeprägt.

Die Energie, die von der Sonne auf einer Fläche auftrifft, ist neben den beschriebenen atmosphärischen Bedingungen abhängig von der Sonnenauf- und -untergangszeit, dem Sonnenstand, der Ausrichtung der Fläche im Verhältnis zum Sonnenstand und der Horizontabschattung. Idealerweise könnte man nun mit einem geeigneten Programm unter Zuhilfenahme des DGM die Strahlungswerte pro Pixel aufsummieren. Hierzu gibt es bereits eine Reihe von Ansätzen (FUNK 1985, FUNK & HOELZLE 1992 zit. in SCHROTT 1994, FISCHER, H. 1994, KASTNER 1997, BÖHNER & PÖRTGE 1997). Da ein entsprechendes Programm nicht rechtzeitig verfügbar war, wurde die potenzielle Verteilung der Direktstrahlung angenähert.

Hierzu erfolgte eine Bestimmung des Tagesganges der Sonne an acht repräsentativen Tagen. Diese sind im einzelnen die Tage der Sonnenwende: 22.6. und 22.12., die Tage an denen die Sonne am Äquator im Zenit steht: 21.3. und 23.9., und die Zwischentage 4.2., 6.5., 8.8. und 8.11. An diesen ausgewählten Tagen wurde von 6 bis 18 Uhr alle zwei Stunden der Richtungswinkel und der Höhenwinkel der Sonne mit Hilfe der astronomischen Formeln MILLS (1978, zit. in KASTNER 1997) berechnet.

Der Höhenwinkel der Sonne (h) läßt sich über folgende Formel bestimmen :

$$\sin h = \cos c * \cos b * \cos a + \sin c * \sin b$$

c	=	geographische Breite
b	=	Sonnendeklination
a	=	Stundenwinkel

- Die mittlere geographische Breite des Untersuchungsgebietes liegt bei 19 ° 45' S (19,75°)
- Die Sonnendeklination wurde mit der Näherungsformel nach Palmage (in FISCHER 1994) bestimmt:

$$\sin b = \sin 23,4438^\circ * \sin e$$

23,4438° = Ekliptikschiefe

$$e = 279,9348 + d + 1,914827 \sin(d) - 0,079525 \cos(d) + (0,019938 \sin 2d) - 0,001620 \cos(2d)$$

$$d = (\text{Jahrestag} - 1) * 360^\circ * 365^{-1}$$

Der Tagesgang der Sonnendeklination wird dabei wegen Geringfügigkeit (<0,5°) vernachlässigt.

- Der Stundenwinkel ändert sich um 15° pro Stunde (360°/24 h).

- Die Berechnung des Richtungswinkels der Sonne (f), erfolgte nach folgender Formel (MILLS 1978):

$$\sin f = \sin a * \cos b * (\cos h)^{-1}$$

- a = Stundenwinkel
- b = Sonnendeklination
- h = Sonnenhöhe

Bei der Bestimmung des Richtungswinkels ist zu beachten, dass aufgrund der Lage auf der Südhalbkugel die Werte entsprechend angepasst werden müssen. Die Sonne steht um 12 Uhr mittags am 22.12. im Norden, zu den anderen Tagen im Süden. Bei den Uhrzeiten ist zu beachten, dass es sich hier um die astronomische Uhrzeit handelt, von der die tatsächliche Ortszeit um ca. zwei Stunden abweicht. Die Tabellen 7 und 8 zeigen die ausgerechneten Sonnenstände.

Tab. 7: Höhenwinkel der Sonne am Sillajhuay zu bestimmten Zeiten (astronomische Uhrzeit)

Höhenwinkel der Sonne							
Tag/Uhrzeit	6.00	8.00	10.00	12.00	14.00	16.00	18.00
04. Feb	5,43°	33,11°	61,28°	86,46°	61,28°	33,11°	5,41°
21. Mrz	0,00°	28,07°	54,60°	71,25°	54,60°	28,07°	0,00°
06. Mai	< 0°	20,91°	43,43°	53,96°	43,43°	20,91°	< 0°
22. Jun	< 0°	17,30°	37,83°	46,81°	37,83°	17,30°	< 0°
08. Aug	< 0°	20,87°	43,38°	53,88°	43,38°	20,87°	< 0°
23. Sep	0,00°	28,07°	54,60°	71,25°	54,60°	28,07°	0,00°
08. Nov	5,43°	33,14°	61,31°	86,61°	61,31°	33,14°	5,46°
22. Dez	7,73°	34,48°	61,91°	86,31°	61,91°	34,48°	7,73°

Tab. 8: Richtungswinkel der Sonne am Cerro Sillajhuay zu bestimmten Zeiten

Richtungswinkel der Sonne							
Tag/Uhrzeit	6.00	8.00	10.00	12.00	14.00	16.00	18.00
04. Feb	105,30°	96,89°	87,82°	0,00°	267,82°	263,11°	254,70°
21. Mrz	90,00°	78,90°	59,66°	0,00°	300,34°	281,04°	270,00°
06. Mai	74,62°	62,85°	41,37°	0,00°	318,63°	297,15°	285,38°
22. Jun	67,80°	57,32°	35,51°	0,00°	324,49°	303,68°	292,20°
08. Aug	74,42°	62,85°	41,37°	0,00°	318,63°	297,15°	285,46°
23. Sep	90,00°	78,90°	59,66°	0,00°	300,34°	281,04°	270,00°
08. Nov	105,30°	96,89°	87,82°	0,00°	267,82°	263,11°	254,70°
22. Dez	67,80°	74,56°	103,01°	180,00°	256,99°	285,44°	292,20°

0°=N, 90°=E, 180°=S, 270°=W;

Die ermittelten Sonnenstände wurden nun zur Bestimmung der Horizontabschattung mittels ARCVIEW, wie in Kapitel 6.2.3 beschrieben, herangezogen. Leider war nicht angegeben, wie ARCVIEW die Helligkeitswerte streut. Vermutlich geschieht das jedoch linear ansteigend und abfallend vom Beginn des Schattens. Da der Anteil der diffusen Strahlung in dieser Region sehr gering und damit die Schattenwirkung sehr hoch ist, entspricht dies nicht ganz der Realität, aber für eine Näherung genügt dies. Auch erwiesen sich die mit den Formeln von MILLS (1978) ermittelten Richtungswinkel der Sonne für den 22.12. als nicht vollständig richtig. Die Tendenzen sind jedoch stimmig. Die ausgerechneten Werte jeder angegebenen Uhrzeit wurden nun für die ausgewählten Tage aufsummiert. Damit die aufgrund des Neigungswinkels maximal mögliche Strahlung berücksichtigt und die Strahlungswerte im Winter nicht relativ überbewertet werden, erfolgte eine Zuweisung der errechneten Werte der Tagessummen der Einstrahlung im solaren Klima nach WEISCHET (1995). Die so ermittelten Daten der acht ausgewählten Tage wurden anschließend addiert und so eine Näherung der tatsächlichen Strahlungsverhältnisse bestimmt. Der Höhengradient der Solarstrahlung fand in dieser Berechnung keine Berücksichtigung, denn zum einen ist der Anstieg nach Untersuchungen von SCHMIDT (1999) in der Atacama sehr gering (nur 0,34% pro 100 Höhenmeter) zum anderen tritt über dem Gipfel des Sillajhuay des Öfteren Konvektionsbewölkung auf (vgl. Kap 2.1.2), die die Einstrahlung in den höheren Bereichen im Durchschnitt wahrscheinlich sogar stärker verringert als Anstieg bei wolkenlosem Himmel. Weiterhin ist in die Berechnung die Verringerung der Strahlungsleistung bei sehr niedrigem Sonnenwinkel durch die längere Durchstrahlung der Atmosphäre (vgl. WEISCHET 1995) nicht mit eingeflossen. Zum einen findet eine relevante Extinktion nur für die Werte um 6.00 und 18.00 Uhr statt, wo durch die Hangabschattung fast nur die Gipfellagen bestrahlt werden, an denen die untersuchten periglazialen Formen nicht vorkommen, zum anderen ist die Extinktion unter den beschriebenen Bedingungen in der Höhenlage der Atacama insgesamt sehr gering.

Nach dieser Berechnung lassen sich sehr gut strahlungsintensive und -extensive Flächen abgrenzen. Da absolute Werte nicht bekannt sind, diente zur Untergliederung die Abweichung vom Strahlungsmittel in Prozent (vgl. Abb. 61). Die berechneten Werte sind sehr plausibel, da zum einen die Nordexpositionen im Schnitt deutlich höhere Strahlungswerte aufweisen als die Südexpositionen, zum andern auch der Einfluss der Reliefverhältnisse sehr gut zu erkennen ist. Die niedrigsten Werte liegen im Tal des Ricon Tacurma in Südexposition bei den Steilhängen, während auf dem Gipfel, der nahezu immer in der Sonne ist, die höchsten Werte errechnet wurden. Auch besitzt das Gebiet, in dem das große Büßerschneefeld liegt, ein auffälliges Strahlungsdefizit. Die starke Differenz der Temperaturmaxima, die bei den Messungen der Oberflächentemperaturen in Nordexposition und Südexposition eines Steines zu Beginn des Herbstes ermittelt wurde (34 zu 18°C, vgl. Kap. 3.2), ist Ausdruck der hohen Strahlungsunterschiede. Weiterhin weist die Strahlungsberechnung eine starke Abhängigkeit von der Neigung auf.

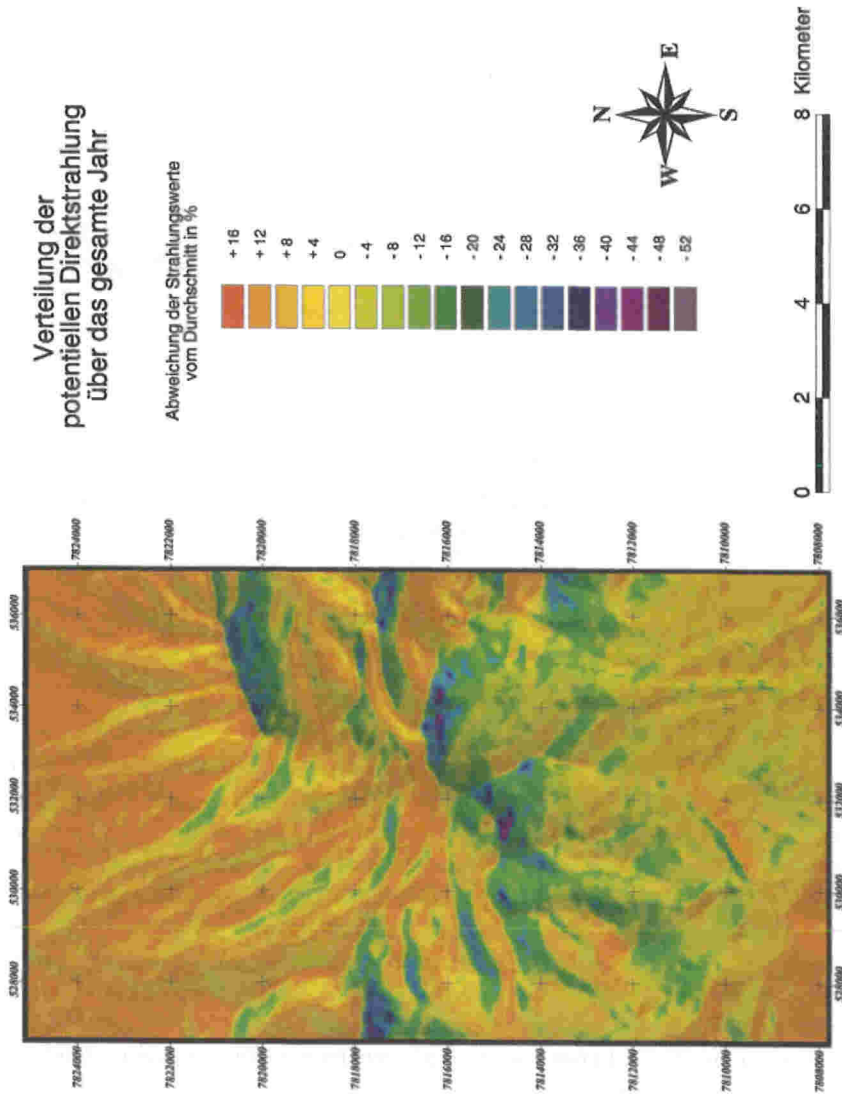


Abb. 61: Die Verteilung des potentiellen direkten topographischen Strahlungsgenusses am Cerro Sillajhuay

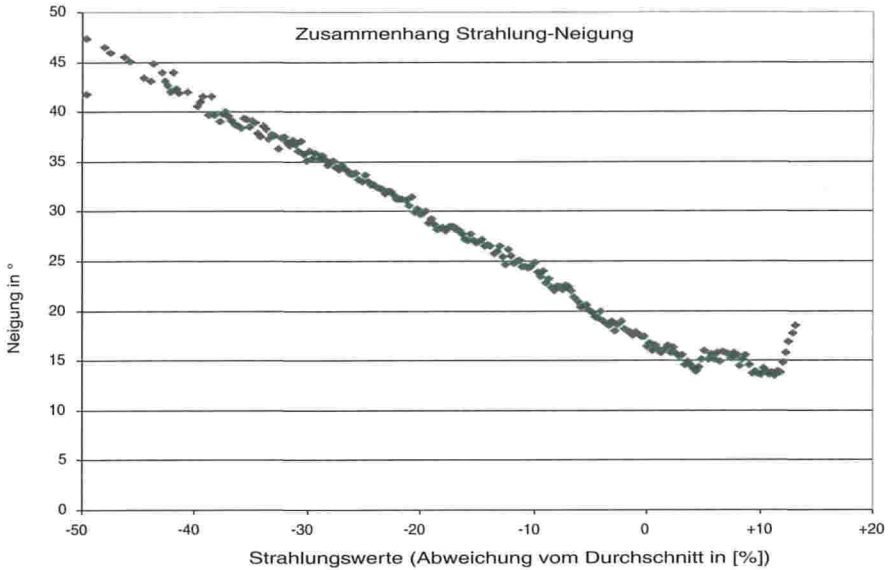


Abb. 62: Zusammenhang zwischen Neigung und den bestimmten Strahlungswerten an der Oberfläche

Die niedrigsten Werte wurden an dem steilen Hängen gemessen und die höchsten an durchschnittlichen Neigungswerten von ca. 15° (vgl. Abb 62). Diese Werte korrelieren gut mit den tatsächlich gemessenen Temperaturwerten an der Bodenoberfläche (vgl. Kap 3.2, Abb. 19).

Anhand des neu entwickelten Programmes SAGA, welches auf SARA und SADO beruht (BÖHNER, KÖTHE & TRACHINOV 1997) konnten die errechneten Strahlungswerte überprüft und für zwei repräsentative Tage (21.6. und 23.12.) quantifiziert werden. Hierbei stimmten die Tendenzen mit den vorgenommenen Strahlungsberechnungen gut überein. Abbildungen 63 und 64 stellen den mit SAGA ermittelten potenziellen direkten topographischen Strahlungsgeuss zu den Tagen der Sonnenwende dar. Auffällig sind die extrem niedrigen Minima in den Südexpositionen am 21.6. An den steilen Wänden im Ricon Tacurma wurde sogar überhaupt keine direkte Strahlung gemessen. Die Maximalwerte liegen bei knapp über 3 000 J/cm². Die Maxima am 23.12. liegen v.a. im flach geneigten Gebieten, wie im Gipfelbereich, auf den Kammlinien, im Talgrund und auf den Fußflächen, und erreichen Spitzenwerte von ca. 3 600 J/cm². Die Minima werden auf den wenigen steilen Abschnitten der Nordhänge mit Strahlungsintensitäten von immer noch knapp 2 000 J/cm² ermittelt.

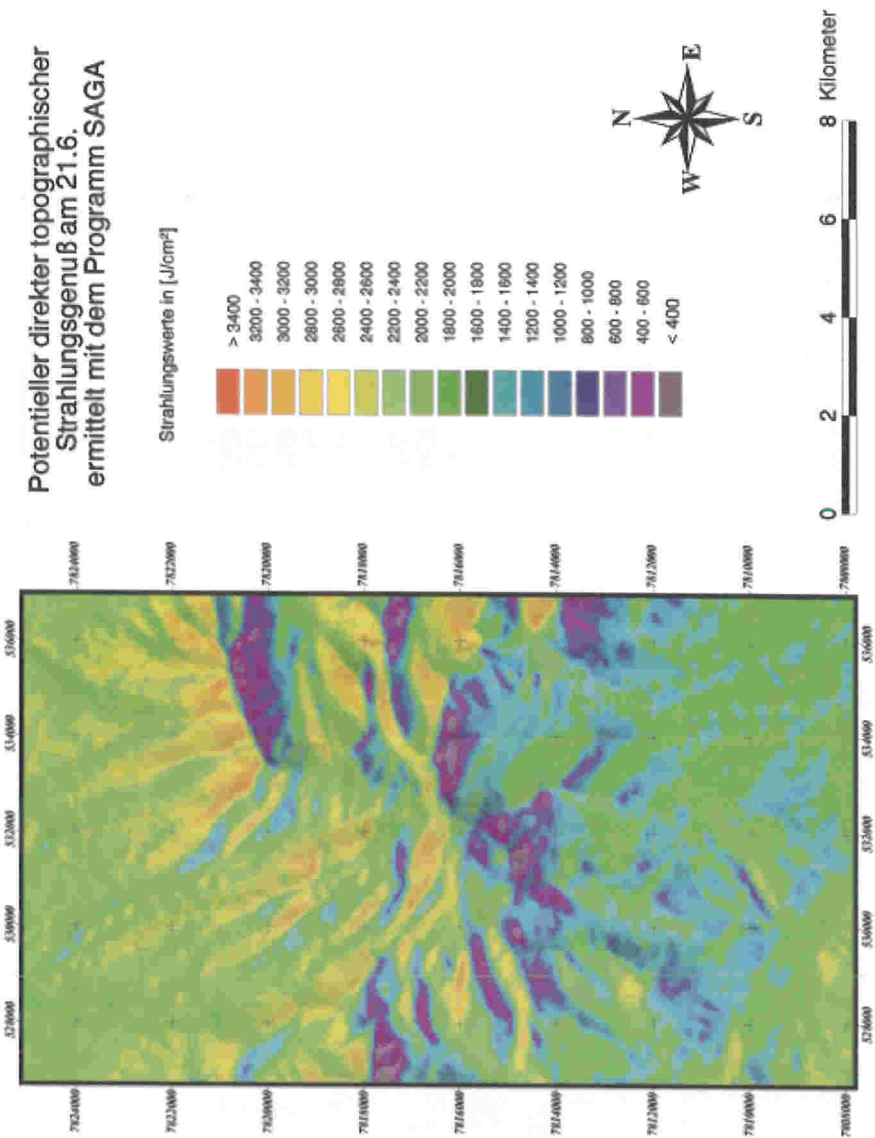


Abb. 63: Potentieller direkter Strahlungsgenuss am 21.6. des Jahres ermittelt mit dem Programm SAGA

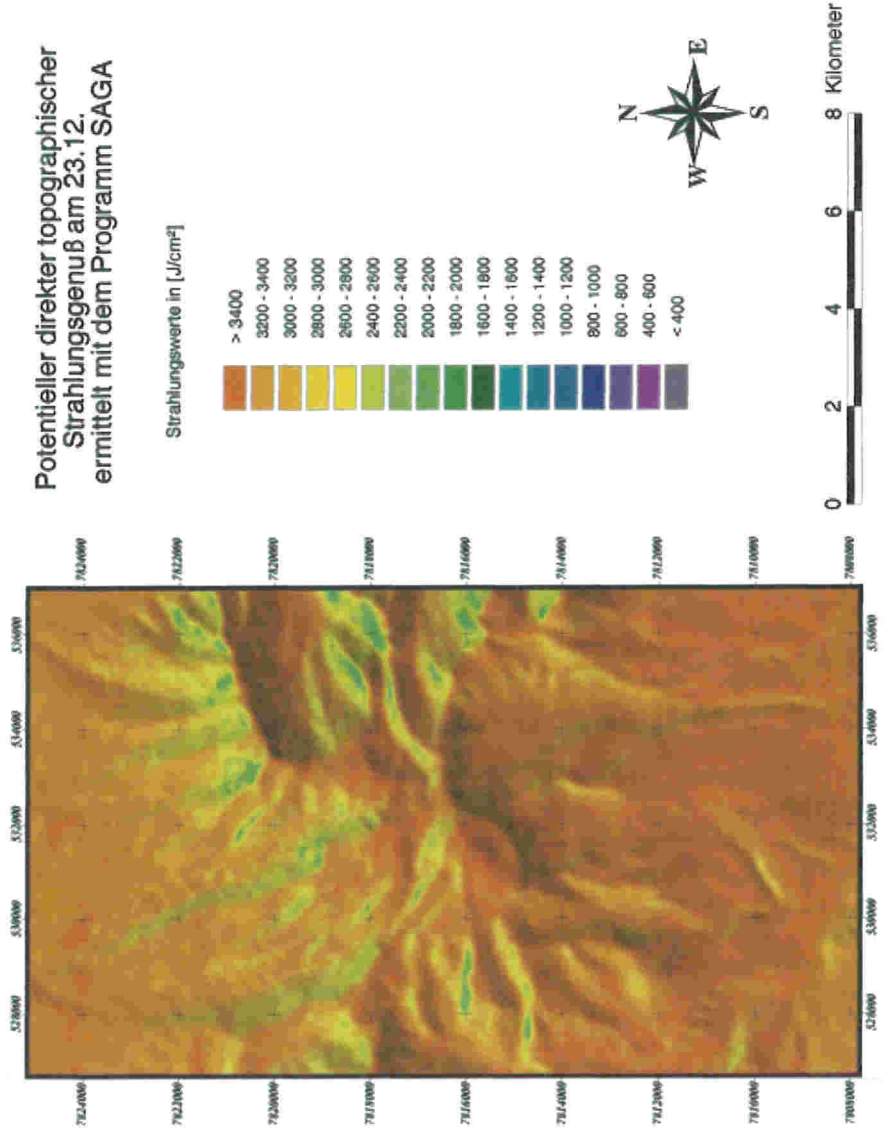


Abb. 64: Potentieller direkter Strahlungsgenuss am 23.12. des Jahres ermittelt mit dem Programm SAGA

7 Diversitätsbestimmung der Periglazialformen anhand des digitalen Höhenmodells

7.1 Berechnungsmethode

Ziel der Berechnung ist es, den Zusammenhang zwischen der Verbreitung der Oberflächenformen und den Reliefparametern sowie der Strahlung zu untersuchen. Da die Flächen der Periglazialformen als Vektordaten vorlagen, eine Analyse in ARCVIEW aber nur mit Rasterdaten möglich war, war zunächst eine Umwandlung der Daten notwendig gewesen. Die gewählte Rasterzellengröße entspricht der des Höhenmodells (50x50m). So konnte jedes Pixel, das eine Periglazialform repräsentiert, eindeutig den jeweiligen Pixeln der Reliefparameter zugeordnet werden. Die Verbreitung der untersuchten Formen ist der geomorphologischen Karte (Kartenbeilage) und Abbildung 65 zu entnehmen. Die Werte der einzelnen Reliefparameter und der Strahlung, die in den "Zonen" der Oberflächenformen vorkommen, wurden nun mit ARCVIEW analysiert. Das Programm bestimmte gleichzeitig das Maximum und Minimum, die Bandbreite der Werte, sowie den Mittelwert, die Standardabweichung und die flächenhafte Ausdehnung. Diese Analyse wurde für jede Oberflächenform und das gesamte Untersuchungsgebiet (vgl. Kap. 4.3) mit jedem Parameter durchgeführt. Die am Ende angegebenen charakteristischen Werte der jeweiligen Oberflächenform stellen das Intervall von der negativen bis zur positiven Standardabweichung um den Mittelwert dar. Ein Überblick der Abhängigkeiten der Periglazialformen von den bestimmten Parametern gibt Abbildung 76. Abbildungen mit den Formen auf den jeweiligen Reliefparametern und der Strahlung zur visuellen Veranschaulichung können BOLCH (1999) entnommen werden.

7.2 Verbreitung und beeinflussende Faktoren ausgewählter Periglazialformen am Cerro Sillajhuay

7.2.1 Solifluktsformen

Am Cerro Sillajhuay tritt, wie bereits erwähnt, nur im geschützten unteren Hangbereich im Tal des Rio Blanco auf ca. 4 550 bis 4 700 m *gebundene Solifluktion* auf. In allen anderen Bereichen ist die Vegetation zu spärlich oder die Vegetationsbedeckung liegt unterhalb der Solifluktsuntergrenze. Auf eine Analyse anhand des DGM wurde verzichtet, da die Aussagekraft der Ergebnisse sehr gering wäre und die Reliefparameter, wie Hangneigung und Wölbung für diese kleine Fläche direkt aus den Höhenlinien abgelesen werden können. Die weit verbreitete *gehemmte Solifluktion* kommt durch die oft sichelförmige Anordnung von Grasreihen zum Ausdruck (Abb. 31). Die Ausdehnung beträgt etwa 10% des Untersuchungsgebietes. Am Sillajhuay beginnt sie an wenigen Stellen am Rande von Moränen bei ca. 4 450 m. Flächig setzt sie bei ca. 4 700 m ein und endet an der Vegetationsobergrenze bei 5 000

Flächen der untersuchten Periglazialformen

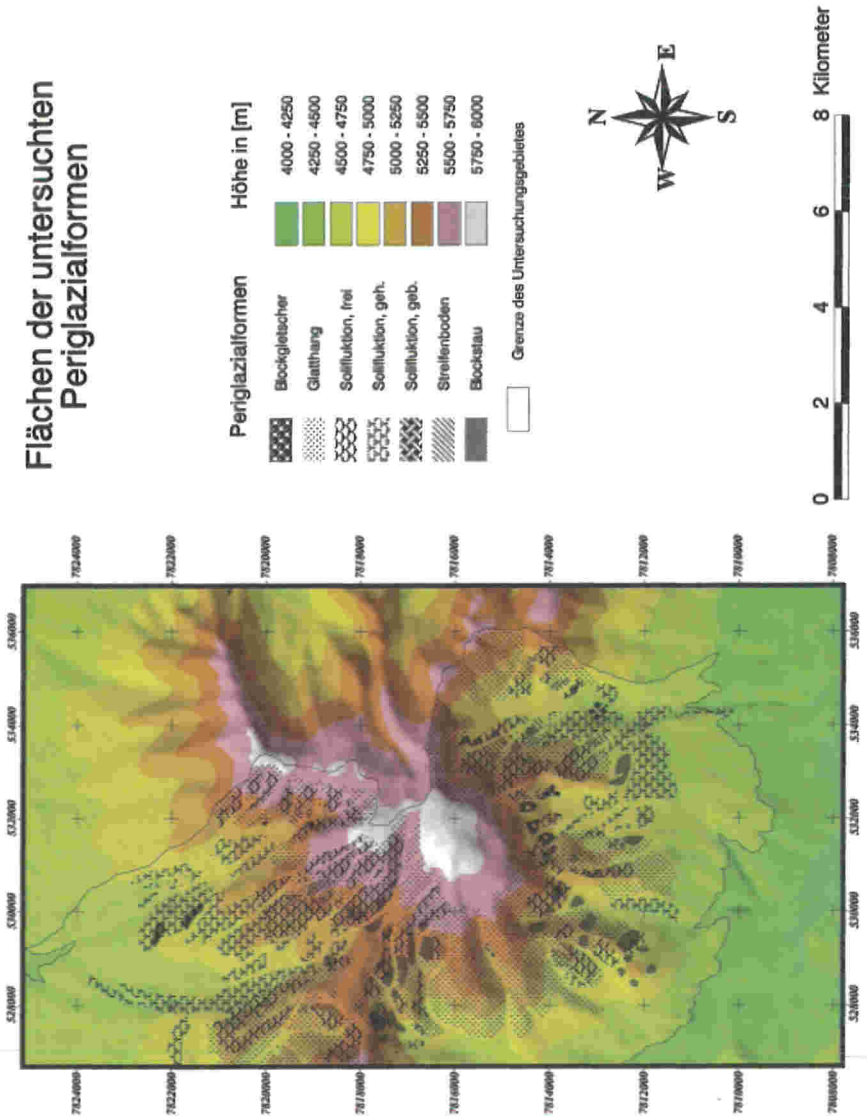


Abb. 65: Die Verbreitung der untersuchten Periglazialformen

bis 5 200 m. Die Stufe der gehemmten Solifluktion konnte in fast jedem Tal beobachtet werden. Nur an wenigen Stellen v.a. in den westlichen Tälern ist auf Grund der fehlenden Feuchtigkeit keine gehemmte Solifluktion vorhanden (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998).

Oberhalb der Vegetationsgrenze dominiert *ungebundene* oder *freie Solifluktion* (Abb. 66). Diese bedeckt ca. 11% des Untersuchungsgebietes. Auch auf vielen Glatthängen sind Solifluktionsloben zu erkennen. Am oberen südexponierten Hang der Quebrada Mina Cucha liegen Loben mit einer Stirnhöhe von über einem Meter vor (Abb. 30). Sonst betragen die Stirnhöhen meist wenige Dezimeter. Die Untergrenze der freien Solifluktion liegt in vegetationslosen Bereichen bei ca. 4 750 m, sonst bei 4 900 bis knapp über 5 000 m. Flächenhaft treten die Loben der freien Solifluktion bis über 5 500 m auf, die absolute Obergrenze liegt unterhalb des Gipfelbereiches bei etwa 5 800 m.

Die Neigungsverhältnisse der gehemmten Solifluktion und der freien Solifluktion unterscheiden sich stark. Die gehemmte ist mit einem Neigungsmittel von ca. 16° und einer Standardabweichung von $6,4^\circ$ vorwiegend am Mittel- und Unterhang zu finden, während die freie Solifluktion meist an den steileren Oberhängen und auch an den Mittelhängen zu finden ist. Der Durchschnitt beträgt hier knapp 24° mit einer Standardabweichung von $7,3^\circ$. Dementsprechend verhalten sich auch die vertikalen Wölbungsverhältnisse: Bei der freien Solifluktion überwiegen die konvexen, bei der gehemmten die konkaven Hangbereiche. Auch bei den Strahlungswerten ist

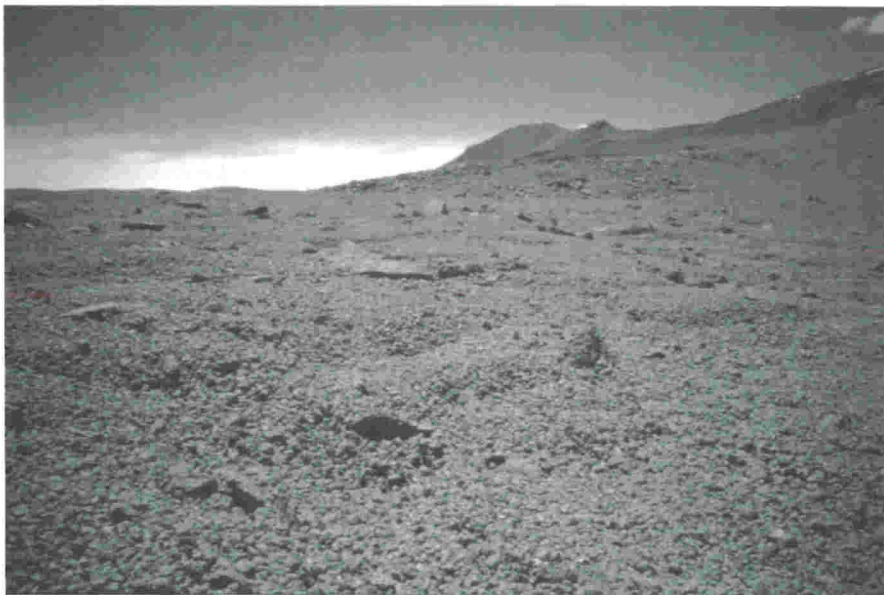


Abb. 66: Ungebundene Solifluktion

ein markanter Unterschied festzustellen. Die Flächen mit gehemmter Solifluktion weisen einen im Mittel um 4,5% stärkeren Strahlungswert auf, als die Flächen mit freier Solifluktion (-3,2% zu +1,3%). Dies ist vorwiegend auf die Unterhanglage der gehemmten Solifluktion zurückzuführen, an der die Strahlung aufgrund der geringeren Neigung und des hohen Sonnenstandes höhere Werte hat. Weiterhin spielt hier die Horizontabschattung eine Rolle. Ein sehr wichtiger Einflussfaktor für das Solifluktionsvorkommen ist die Verfügbarkeit von Wasser, die eine Grundvoraussetzung zur Solifluktion und zum Pflanzenwachstum ist und daher das Vorkommen und die Ausprägung der Solifluktionsformen entscheidend mitbestimmt. Hierzu liegen jedoch leider keine Untersuchungen vor.

Am Cerro Sillajhuay sind die Flächen der gehemmten Solifluktion besonders durch folgende Eigenschaften charakterisiert:

- Eine Höhenlage von ca. 4 700 bis knapp 5 000 m
- Neigungsverhältnisse von knapp unter 10° bis ca. 22°
- Strahlungsverhältnisse von -2,3% bis +9,5% in Bezug auf den Durchschnittswert
- Geringe vertikale Wölbungen mit einem Mittel im leicht konkaven Bereich
- Geringe horizontale Wölbungen mit einem Mittel im gestreckten Bereich

Freie Solifluktion kommt vorwiegend unter folgenden Bedingungen vor:

- Eine Höhenlage von 5 000 bis über 5 500 m
- Neigungsverhältnisse von ca. 16° bis knapp über 31°
- Strahlungsverhältnisse von -11% bis +8% in Bezug auf den Durchschnittswert
- Stärkere vertikale Wölbungen mit einem Mittel im leicht konvexen Bereich
- Stärker konvergierende bis divergierende horizontale Wölbungen

7.2.2 Blockstau

Am Sillajhuay ist Blockstau in den Höhenlagen zwischen 4 750 und knapp 5 600 m zu beobachten, wobei das Mittel bei ca. 5 100 m mit einer Standardabweichung von 200 m liegt. Blockstau tritt hier als Einzelform oder an kleinen Flächen auf (Abb. 34). Die Gesamtfläche der Blockstauerscheinungen bedeckt ca. 2,2% des Untersuchungsgebietes. Dieser Wert kann jedoch nur als grober Anhaltspunkt dienen, da nur das Vorkommen, nicht aber die Flächenausdehnung kartiert wurde. Aufgrund der ausgeprägten Glatthangbildung und der starken Verwitterung kommt der Blockstau nicht so großflächig an anderen Bergen der ariden Anden vor (z.B. Llullaillaco, SCHRÖDER & MAKKI 1998). Blockstau ist am Sillajhuay vorwiegend dort

zu finden, wo es größere Blöcke gibt, z.B. an Moränenrändern, oder am Berggrücken des Cerro Carvinto, der komplett mit Blockschutt bedeckt ist.

Die durchschnittliche Neigung der Blockstaugebiete beträgt etwas mehr als 21° mit einer Standardabweichung von $7,9^\circ$. Extreme Neigungsverhältnisse von über 35° sind selten und von unter 5° fast gar nicht zu finden. Dies entspricht auch den Erwartungen, denn es ist eine gewisse Mindesthangneigung zum periglazialen Fließen der Feinmaterialien erforderlich und in zu steilem Gelände werden die gravitativen Kräfte so stark, dass die großen Blöcke nicht mehr durch die Frostfront festgehalten werden können. Bei den Wölbungsverhältnissen überwiegt die konvexe Wölbung. Blockstau ist vor allem im Ober- und Mittelhang mit stärkeren Neigungsverhältnissen zu finden. Die konkaven Hangbereiche liegen von der Höhenlage etwas tiefer und damit auch der Permafrost und die tageszeitliche Auftaufront. Blockstau ist in allen Strahlungsbereichen vorzufinden, durchschnittlich herrscht jedoch ein leichtes Strahlungsdefizit. Dies könnte damit zusammenhängen, dass hier die aufgrund des nicht so schnell abschmelzenden Schnees zur Verfügung stehende Feuchtigkeit die Solifluktion unterstützt, und dass die Frostfront nicht zu tief abgesenkt wird. Wie oben erwähnt müssen zur Blockstaubildung genügend Feinmaterial und größere Blöcke vorhanden sein. In den Gebieten mit hoher Strahlung ist die Insolations- und Frostverwitterung intensiver, so dass die größeren Blöcke dort schneller verwittern und viel Feinmaterial vorhanden ist.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass am Cerro Sillajhuay folgende Faktoren zur optimalen Ausbildungen von Blockstau führen:

- Höhenlage von ca. 4900 m bis 5300 m
- Neigungsverhältnisse von 12° bis ca. 30°
- Strahlungsverhältnisse von -14% bis $+7,5\%$ in Bezug auf den Durchschnitt
- konvexe bis leicht konkave vertikale Wölbungen
- konvergierende bis leicht divergierende horizontale Wölbungen
- Vorhandensein von groben Blöcken und ausreichend Feinmaterial, z.B. auf Moränen (charakterisiert durch konvexe horizontale Wölbung)

7.2.3 Polygon- und Streifenböden

Reine *Polygonböden* sind am Sillajhuay aufgrund der starken Reliefierung sehr selten. Lediglich auf einer Terrasse im Tal des Rio Blanco auf 4950 m Höhe und auf einem flachen Berggrücken auf ca. 5400 m konnte eine nennenswerte Ausbildung von Polygonböden gefunden werden.

Streifenböden sind dagegen an nahezu jedem Hang zu finden und kommen insbesondere in den Höhenlagen von ca. 4900 m bis 5400 m vor (Abb. 36). Ihre mitt-

lere Höhe liegt bei ca. 5 150 m. Streifenböden bedeckten im März 1998 nur 1,3% der Fläche des Untersuchungsgebietes. Da der Sillajhuay zur Zeit der Kartierung jedoch, wie bereits erwähnt, nur ganz wenige Firnfelder aufwies, im Jahr 1996 zur gleichen Zeit aber wesentlich stärker mit Schnee bedeckt war, ist davon auszugehen, dass die durchschnittliche Häufigkeit der Streifenböden höher liegt.

Die Bodenfeuchte und die Materialsortierung, die neben dem Frostwechsel wichtigsten Faktoren der Streifenbodenbildung, konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht werden, so stecken die nachfolgenden Werte nur einen Rahmen ab, in dem die Streifenbodenbildung am Cerro Sillajhuay begünstigt ist. Die mittlere Neigung der Streifenböden beträgt 20° , mit Extremwerten von unter 6° bis knapp 40° . Am häufigsten sind Neigungen von 12 - 28° vertreten. Die Strahlungswerte weisen keine großen Besonderheiten auf. Das Mittel liegt knapp über dem des Untersuchungsgebietes; in Extremwertbereichen konnten allerdings keine Streifenböden beobachtet werden. Betrachtet man die Wölbungsverhältnisse, so fällt auf, dass die Streifenböden gerne im Übergangsbereich zwischen konvexer und konkaver Wölbung auftreten. Bei der horizontalen Wölbung ist der Anteil zwischen konvex und konkav gleich, während bei der vertikalen der konkave Anteil höher ist.

Zusammenfassend dargestellt begünstigen folgende Faktoren die Streifenbodenbildung:

- Eine Höhenlage von 4 940 m bis 5 380 m
- Neigungsverhältnisse von 12° bis 28°
- Strahlungswerte von $-6,0\%$ bis $+8,0\%$ in Bezug auf den Durchschnitt
- Mittlere vertikale Wölbungsradien mit einem Mittel im gestreckten Bereich
- Geringe horizontale Wölbungsradien mit einem Mittel im gestreckten Bereich

7.2.4 Glatthänge

7.2.4.1 Glatthangverbreitung und Kammasymmetrien am Cerro Sillajhuay

Da der Sillajhuay in dem Gebiet mit den höchsten Strahlungswerten der Erde liegt, kommt es in den entsprechenden Höhenlagen zu einem täglichen Frostwechsel, der die Glatthangbildung stark begünstigt (Abb. 67). Weiterhin haben die jüngsten vulkanischen Aktivitäten mit Lavaausflüssen vor der letzten Eiszeit stattgefunden und so konnten sich die Glatthänge ungehindert ausbilden (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998). Dementsprechend werden die Hänge mit wenigen Ausnahmen von der Glatthangbildung dominiert, die im Untersuchungsgebiet zwischen 4 500 m und dem Gipfel über ein Drittel der Fläche bedeckt (vgl. Abb. 68). Die Glatthangbildung endet entweder an Frostkliffs in einer Höhe von ca. 5 700 m oder sie hat die Wasserscheide erreicht mit einer Höhenlage von bis zu 5 800 m. Die untere Grenze



Abb. 67: Glatthang im Osten des Cerro Sillajhuay

der Glatthänge liegt bei ca. 4 700 m, während die durchschnittliche Höhe 5 250 m beträgt. Hierbei weisen die größten Glatthänge eine Vertikalerstreckung von bis über 1000 m auf.

Die Kare der ehemaligen Vergletscherung sind fast völlig überprägt, welches auf eine intensive holozäne Dynamik hinweist. Auch sind die Moränenzüge in den höheren Lagen oberflächlich meist nur schwerlich zu erkennen. Ein Fahrweg, der im Tal des Rio Blanco vermutlich zum Sulfatabbau nach 1961 angelegt wurde (auf dem Luftbild von diesem Jahr ist er nicht erkennbar), ist in den oberen Hangbereichen mit starker periglazialer Formung wieder sehr stark überschüttet worden. GARLEFF & STINGL (1983 a) beobachteten eine ähnlich starke rezente Dynamik in den subtropisch semiariden Hochanden Argentinien. Eine Mine wurde nach ihrer Aufgabe in nur knapp 50 Jahren fast vollständig mit Hangschutt überfahren und bis zur Unkenntlichkeit zerstört. Eine Übersicht ausgewählter Glatthänge zeigt Tabelle 9.

Wegen des hohen Sonnenstandes und der Lage zwischen den Wendekreisen werden auch die Südhänge bestrahlt, wenn auch nicht mit so hoher Intensität wie die Nordhänge (vgl. Abb. 61 u. 63). Daher ist eine Hangasymmetrie nicht so intensiv ausgeprägt, wie u.a. von KLAER (1977) im Taurus oder im Elbursgebirge beschrieben. Die Folge ist, dass auch auf den Südhängen die Glatthangbildung weit verbreitet ist. Trotzdem kann auch am Cerro Sillajhuay an einigen Kämmen eine Asymmetrie beobachtet werden, so z.B. am Bergrücken zwischen dem Tal des Rio Blanco und dem Ricon Tacurma (vgl. Abb. 69). Durch die 3D-Visualisierung des Luftbil-

Tab. 9: Kenngrößen ausgewählter Glatthänge

Nr.	Exposition	Neigung (Durchschn.) in [°]	Oberstes Frostkliff bzw. Obergrenze Höhe in [m]	Untergrenze Höhe in [m]
1	SW	25	5 600	4 850
2	SE	24	5 750 (Frostkliff)	4 750
3	S	28	5 700 (Frostkliff)	4 200
4	NWN	24	5 450	5 200 (Talgrund)
5	SES	24	5 500	5 200 (Talgrund)
6	SW	30	5 170	4 900
7	NE	29	5 170	4 920
8	NE	27	5 600 (Frostkliff)	5 300
9	WSW	27	5 700	5 250 (Talgrund)

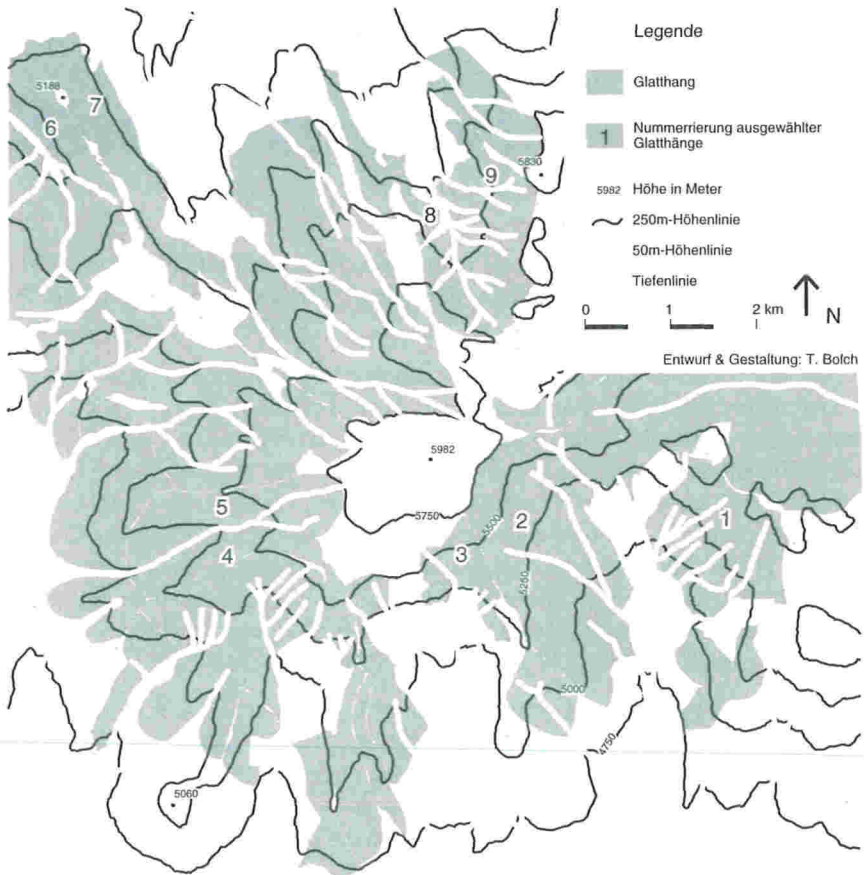


Abb. 68: Die Glatthangverbreitung am Cerro Sillajhuay

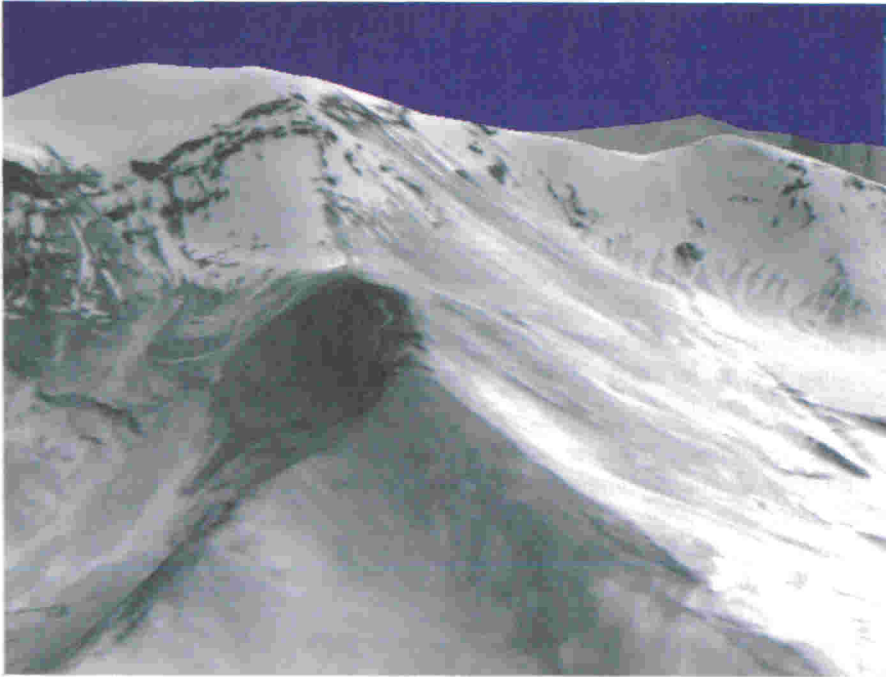


Abb. 69: Hangasymmetrie zwischen den Tälern des Rio Blanco und des Rio Tacurma (virtuelles 3D-Bild)

des (Abb. 53) sind die steileren Südhänge gegenüber den flacheren Nordhängen gut erkennbar.

7.2.4.2 Faktoren der Glatthangbildung am Cerro Sillajhuay

Beeinflusst wird die Ausbildung und Ausprägung der Glatthänge durch das Ausgangssubstrat. Widerstandsfähige Porphyrite und Dazite sind häufiger durch aktive Frostkliffs charakterisiert als Hänge, die durch postvulkanitische Solfataren beeinflusst werden. Entscheidend hierbei ist auch das Alter der Gesteine (SCHRÖDER & MAKKI 1998). So dominiert im Tal des Rio Blanco die Glatthangbildung, während die Hänge im benachbarten Ricon Tacurma durch mächtige Kanten und Frostkliffs geprägt werden. Die Ursache hierfür dürfte jedoch auch in der längeren glazialen Überdeckung dieses Tales liegen, das noch heute ein großes Firnfeld oberhalb der Steilwände aufweist und durch aktive Blockgletscher geprägt ist. Glatthänge, die durch postvulkanitische Solfataren charakterisiert werden, sind oftmals leicht fluvial zerschnitten (Abb. 25).

Die Neigungsverhältnisse der kartierten Glatthänge am Cerro Sillajhuay variieren zwischen ca. 7° und etwa 40°, bei einer durchschnittlichen Neigung von

knapp 25°. Der weitaus größte Anteil der Glatthänge ist zwischen 20 und 35° steil. Der Übergang von den eigentlichen Glatthängen zu den Kryoplanationsflächen ist fließend und neigungsbedingt und daher nicht eindeutig abzugrenzen. Dies entspricht weitestgehend den Ergebnissen der Untersuchungen von GARLEFF & STINGL (1983 a, b) in den argentinischen Anden und SCHROTT (1994) im Agua-Negra-Gebiet (30°10'S), die auch flachere und steilere Hangbereiche mit gleicher Genese zu den Glatthängen zählen. Der Extremwert von knapp über 40° ist jedoch vermutlich auf ein Ausreißerpixel zurückzuführen. Großflächige Kryoplanationserscheinungen sind am Sillajhuay fast gar nicht zu finden. Dies liegt an der ehemaligen starken Vergletscherung und den damit zusammenhängenden Taleinschnitten und der anschließenden fluvialen Vertiefung der Täler. Lediglich auf einer Fläche auf ca. 5 100 m lässt sich Kryoplanation feststellen (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998).

Die Strahlungsverhältnisse am Cerro Sillajhuay sind kleinräumig stark differenziert. Da die Glatthangbildung durch eine starke Strahlung begünstigt wird, sollten erhöhte Strahlungswerte erwartet werden. Die Analyse zeigt jedoch eine starke Bandbreite der Strahlungswerte auf den Glatthängen, und der Durchschnitt liegt leicht unter dem allgemeinen Mittel der Strahlungswerte des Untersuchungsgebietes. Das erklärt sich aus der Tatsache, dass für die Glatthangbildung ein Mindestmaß an Feuchtigkeit notwendig ist und der weitaus größte Teil der Niederschläge im Sommer fällt (vgl. Tabelle 1), einer Zeit also, in der die Sonne fast oder ganz senkrecht am Himmel steht und so nahezu alle Stellen stark bestrahlt werden (vgl. Abb. 64). Bei der differenzierteren Betrachtung der Glatthänge fällt auf, dass Hänge mit Strahlungsdefizit stärker fluvial zerkerbt sind als jene mit Strahlungsüberfluss. Ein weiterer Aspekt der Glatthangbildung in Strahlungsdefizitlagen ist die längere Verfügbarkeit von Wasser; denn die Sublimationswerte sind hier geringer (VUILLE 1996), der Schnee schmilzt langsamer ab und sorgt so für eine längere Feuchtigkeit des Oberbodens unterhalb der Schneeflächen, während es in Strahlungsgunstlagen zeitweise zu trocken für die solifluidale Glatthangbildung sein könnte. Daher scheinen die Feuchtigkeitsverhältnisse auch einen großen Einfluss auf die Glatthangbildung zu haben. Leider liegen vom Cerro Sillajhuay keine detaillierten Untersuchungen zur Niederschlagsverteilung vor. Durch die Vegetationsverteilung kann lediglich geschlossen werden, dass die NE-Seite des Cerro Sillajhuay feuchter ist als die SW-Seite.

Die vertikalen Wölbungsverhältnisse an den Glatthängen sind besonders durch schwach konvexe bis schwach konkave Vertikalwölbungen mit dazwischenliegenden gestreckten Hangbereichen gekennzeichnet. Bei längeren Glatthängen wie z.B. im Tal des Rio Blanco findet sogar ein mehrfacher Wechsel von konvexer und konkaver Wölbung statt. Einen Übergang zu einem konkaven Profil an der Basis und somit ein Schuttstau im Hangfußbereich, wie es HÖLLERMANN (1983) für den subtropisch-semiariden Glatthangtyp beschreibt, kann besonders in den vegetationslosen und vermutlich sehr trockenen Tälern im Westen und Nordwesten beobachtet wer-

den. Hier fehlt die fluviale Erosionskraft, um den Schutt schnell genug abtransportieren zu können. Vermutlich besitzen diese Glatthänge daher eine sehr mächtige Schuttauflage. Charakteristisch für diese Glatthänge ist eine Konvex-Konkav-Form mit schwachen Wölbungsradien.

In der Horizontalen weisen einige Glatthänge einen Wechsel zwischen konvergierenden und divergierenden Wölbungen auf. Dies ist Ausdruck der fluvialen Zerkerbung.

Die Analyse der Ausprägung der Glatthänge zeigt insgesamt eine starke Abhängigkeit von den Niederschlags- und Abflussverhältnissen. Leider sind für die Höhenlagen auch in der weiteren Umgebung keine Niederschlagsmessungen verfügbar, so dass dies nicht weiter untersucht werden kann.

Nachfolgend werden noch einmal die Verhältnisse aufgeführt, unter denen die Glatthangbildung am Cerro Sillajhuay häufig auftritt:

- Eine Höhenlage von 5 000 bis über 5 600 m
- Neigungsverhältnisse von 18° bis ca. 32°
- Strahlungswerte von -14% bis +8% in Bezug auf den Durchschnitt
- Leicht konvexe bis leicht konkave vertikale Wölbungen mit einem Mittel im leicht konvexen Bereich und einem konkaven Hangfuß
- Leicht divergierende bis leicht konvergierende horizontale Wölbungen mit einem Mittel im gestreckten Bereich und stellenweise stärker konvergierenden Bereich als Ausdruck der fluvialen Zerkerbung

7.2.5 Blockgletscher

7.2.5.1 Blockgletscherverbreitung am Cerro Sillajhuay

Am Sillajhuay ist besonders der Südhang unterhalb des Gipfels im Tal des Ricon Tacurma von Blockgletschern geprägt (vgl. Abb. 70 bis 72). Dieser Hang bietet ideale Voraussetzungen zur Bildung von Blockgletschern. Das große Firnfeld unterhalb des Gipfels und mehrere kleine Eisfelder sorgen für eine ausreichende Feuchtigkeit zuzufuhr und von den mächtigen Frostkliffs und Steilwänden steht genügend Schuttmaterial zur Verfügung (Abb. 71 bis 73).

Die Blockgletscher liegen in einer Höhen von knapp unter 5 000 m bis ca. 5 300 m über dem Meeresspiegel. Die mittlere Höhe beträgt 5 150 m. In dieser Höhenlage ist nach vergleichenden Untersuchungen im Nebental mit diskontinuierlichem Permafrost zu rechnen. Aufgrund dieser günstigen Bedingungen reiht sich an diesem Hang ein Blockgletscher neben den anderen. Es lassen sich fünf größere Komplexe unterscheiden. Ihre Gesamtfläche beträgt knapp 0,3 km². Besonders mächtig ist der

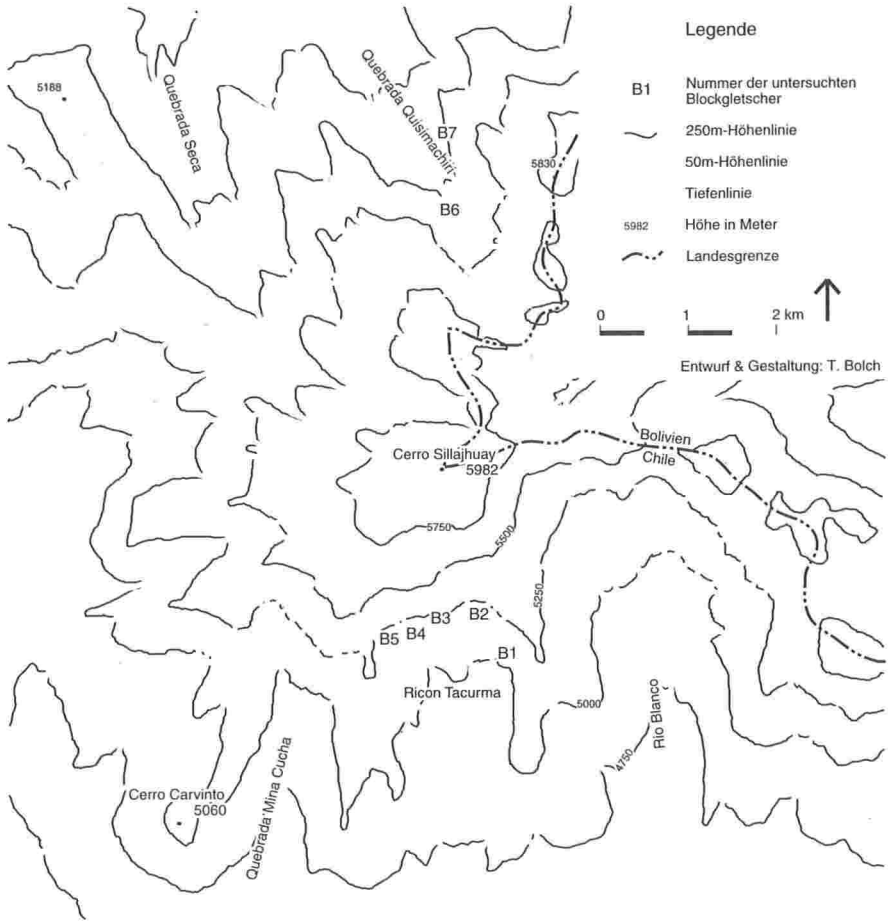


Abb. 70: Überblick zur Lage der Blockgletscher am Cerro Sillajhuay

Blockgletscher in der Nordostecke des Talschlusses. Die Höhe der Zunge beträgt ca. 60 m, seine Länge 500 m und die Grundfläche knapp 7 ha. Dieser ist zur Zeit der aktivste, da er mächtige Querwülste mit einer Höhe von ca. drei Metern aufweist und die mächtige Vorderfront durch frisch herabgerollte Steine geprägt wird. An zwei Stellen des Hanges in der Nordostecke des Tales ist die Initialphase eines Blockgletschers festzustellen (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998). Zwei weitere kleine Blockgletscherbildungen (vgl. Abb. 29) konnten an den Seitenhängen der Quebrada Quisimachiri ausgemacht werden. Diese liegen in einer Höhenlage von 5 250 bis knapp 5 400 m jeweils in der Nähe eines Frostkliffs.

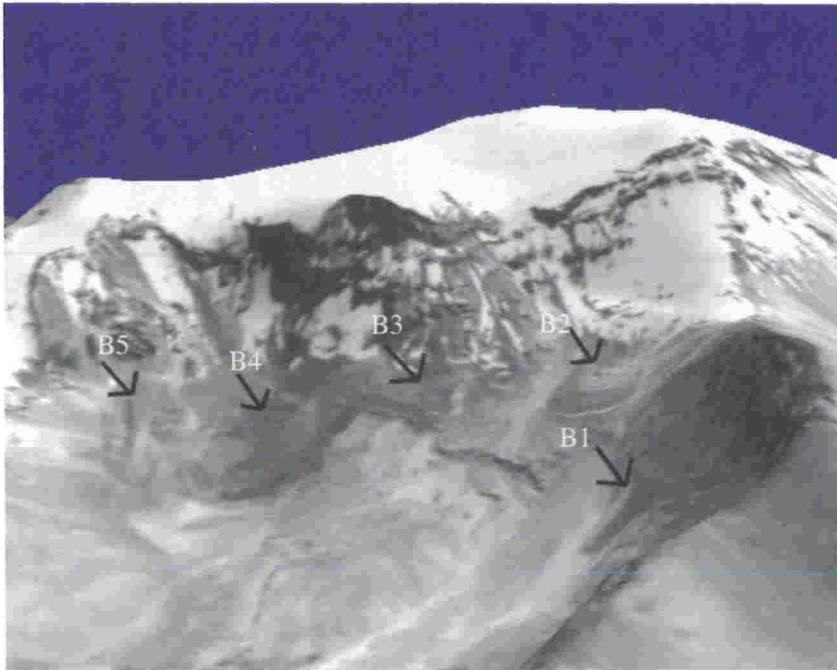


Abb. 71: Die Blockgletscher im Ricon Tacurma (virtuelles 3D-Bild)



Abb. 72: Die Blockgletscher im Ricon Tacurma zwischen knapp 5 000 und 5 300 m Höhe



Abb. 73: Das Einzugsgebiet von Blockgletscher B4: Die Steilwände als Schuttlieferanten und ausreichende Feuchtezufuhr, die in die Schuttmassen eindringt

7.2.5.2 Faktoren der Blockgletscherbildung

Wie erwähnt ist eine wesentliche Voraussetzung zur Bildung von Blockgletschern eine ausreichende Feuchtezufuhr und die Verfügbarkeit von genügend Schuttmaterial. Daher ist das Einzugsgebiet der Blockgletscher von entscheidender Bedeutung. Um dieses zu ermitteln wurde in ARCVIEW mit der Erweiterung „Hydrological Modelling 1.1“ anhand des DGM Wassereinzugsgebiete und die Richtung des oberflächlich abfließenden Wassers bestimmt. Mit dieser Hilfe konnten nun die oberflächlichen Einzugsgebiete der Blockgletscher eindeutig abgegrenzt werden. Da es sich am Sillajhuay nur um wenige zu ermittelnde Gebiete handelte wurden die Gebiete manuell in ARCVIEW als Polygon eingezeichnet (vgl. Abb. 74). Für eine größere Anzahl von Einzugsgebieten hätte sich der Aufwand einer Automatisierung gelohnt.

Für die so abgegrenzten Blockgletschereinzugsgebiete wurden wie an den anderen Formen die Größe, Höhenlage, Neigung, Wölbung und Strahlung bestimmt. Eine Übersicht über die Blockgletscher und deren Einzugsgebiete im Ricon Tacurma zeigt Tabelle 10.

Sehr auffällig ist das starke Strahlungsdefizit der Blockgletscher. Sie liegen unterhalb oder in der Nähe hoher Steilwände, die zugleich wichtige Schuttlieferanten darstellen. Der gesamte Talschluss des Ricon Tacurma ist durch ein hohes Strah-

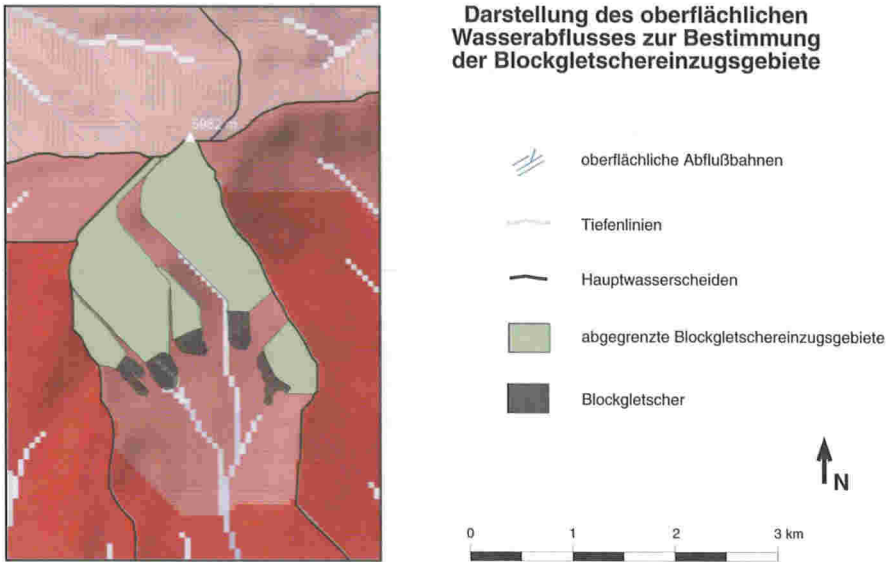


Abb. 74: Zur Abgrenzung der Blockgletschereinzugsgebiete

lungsdefizit gekennzeichnet; hier konnte auch der niedrigste Strahlungswert überhaupt am Cerro Sillajhuay bestimmt werden (vgl. Abb 61 u. 63). So weist das große Firnfeld auf eine ehemals starke Vergletscherung dieses Tales hin. Ein noch stärkeres Strahlungsdefizit besitzen die Einzugsgebiete der Blockgletscher, die entweder direkt am Kamm oberhalb von Steilwänden enden, oder bis fast auf den Gipfel reichen. Diese negativen Strahlungswerte von durchschnittlich -9,5% bei den Block-

Tab. 10: Kenngrößen der Blockgletscher und deren Einzugsgebiete im Ricon Tacurma

Nr.	Größe in [ha]	Untergrenze Höhe in [m]	Obergrenze Höhe in [m]	Strahlung (Abweich. v. Durchschn. in [%])	Neigung (Durchschn. in [°])	Materialherkunft
B1	5,3	4975	5120	- 12,7	20,9	Hangschutt, Moräne
E1	20,3	5040	5370	- 17,3	33,5	Hangschutt
B2	6,8	5130	5240	-12,0	19,9	
E2	85,3	5240	5960	-14,3	25,3	Hangschutt
B3	5,3	5130	5230	-16,3	26,1	
E3	11,8	5215	5660	-22,0	32,9	Hangschutt
B4	6,3	5030	5160	-8,0	22,3	
E4	81,5	5150	5960	-12,5	24,4	Hangschutt, Moräne
B5	4,3	5095	5210	-2,8	19,1	
E5	14,8	5210	5660	-13,4	30,2	

B = Blockgletscher, E= Einzugsgebiet

gletschern und sogar bei -11,9% bei den Einzugsgebieten werden von keiner anderen Periglazialform erreicht.

Bei den Neigungsverhältnissen fällt eine durchschnittlich höhere Neigung als für das gesamte Untersuchungsgebiet auf. Allerdings ist der Neigungswert der Blockgletscher selber nicht sehr aussagekräftig, da diese sich im Verlauf der 50-m-Isohypsen, die dem DGM zugrunde liegen, aufgrund ihrer geringen Ausdehnung und Eigenhöhe nicht oder nur wenig widerspiegeln. Hier wäre eine genauere Kartengrundlage wünschenswert. Die durchschnittliche Neigung der Einzugsgebiete ist jedoch aussagekräftig und ist mit knapp 29° sehr hoch. Die minimalen Neigungen des Einzugsgebietes liegen bei ca. 12° , wenn dieses an dem oberen Ende des Steilhanges endet, und bei nur wenigen Grad, wenn dieses darüberhinaus auf die Bergrücken oder das Gipfelplateau reicht. Die hohen Neigungswerte weisen auf das Vorhandensein von Steilwänden hin, die als potentielle Schuttlieferanten sehr wichtig sind. Die Vertikalerstreckung der Einzugsgebiete schwankt im Tal des Ricon Tacurma zwischen 330 m (E1) und 720 m (E2). Die Neigungen verhalten sich jedoch umgekehrt: $33,5^\circ$ (E1) zu $25,3^\circ$ (E2). Diese Verhältnisse gelten auch für die anderen untersuchten Einzugsgebiete. Bei der Betrachtung der Neigungswerte sei noch darauf hingewiesen, dass das Relief durch die Interpolation bei der Erzeugung des DGM geglättet wurde und so extreme Neigungswerte nicht vorkommen. Somit kann davon ausgegangen werden, dass gerade die Blockgletscher mit kleineren Einzugsgebieten unterhalb von Steilwänden liegen.

Insgesamt ist die Korrelation zwischen der Ausdehnung der Einzugsgebiete, der Strahlungs- und Neigungsverhältnisse einerseits und der Blockgletschergröße andererseits gut zu erkennen. Der aktivste und größte Blockgletscher (B2) besitzt das größte Einzugsgebiet und durchschnittliche Neigungs- und negative Strahlungswerte. Der um nur 1,5 ha kleinere Blockgletscher B3 hat dagegen ein wesentlich kleineres Einzugsgebiet. Jedoch ist das Strahlungsdefizit noch ausgeprägter und die durchschnittliche Neigung um über 7° höher.

Betrachtet man die vertikale Wölbungen so fallen die stark ausgeprägten Wölbungsunterschiede in den Einzugsgebieten ins Auge. Teilweise geht eine stark konvexe Wölbung direkt in eine stark konkave über. Dies ist ein Indiz für Steilwände und mit anschließenden Schutthalde und der Verfügbarkeit von Schutt ist eine wichtige Voraussetzung für die Entstehung von Blockgletschern gegeben. Bei der horizontalen Wölbung ist die konkave Form oberhalb der Blockgletscher kennzeichnend. Somit konzentrieren sich der Oberflächenwasserabfluss und die Hangschuttbewegung auf den Blockgletscher und sorgen dadurch für den notwendigen Feuchtigkeits- und Schuttzufluss. Je ausgedehnter das Gebiet mit konkaver horizontaler Wölbung und je stärker die Wölbung ist, desto größer ist die Wasser- und Schuttverfügbarkeit für den Blockgletscher. Des Weiteren kann anhand der horizontalen Wölbung auch etwas auf die Lage der Blockgletscher an sich geschlossen werden, denn diese haben insgesamt eine divergierende Form. Allerdings bereitet auch hier die Auflösung des DGM Probleme.

Die beiden Initialblockgletscher in der Quebrada Seca besitzen eine Ausdehnung von ca. 0,5 ha und im Verhältnis recht große Einzugsgebiete von 7,8 bzw. 10,8 ha. Die Strahlungswerte der Mesoformen und deren Einzugsgebiete sind erheblich höher als die der ausgebildeten Blockgletscher. Die Neigung der Blockgletscher selber ist aufgrund der Ungenauigkeit des DGM wenig aussagekräftig. Die durchschnittliche Neigung der Einzugsgebiete ist – wie zu erwarten – relativ hoch. Oberhalb des Blockgletschers ist es sehr steil. Die vertikalen Wölbungen weisen jeweils über die gesamte Breite des Einzugsgebietes einen Wechsel von einem stark konvexen zu einem stark konkaven Hangbereich auf. Ebenso besitzt das gesamte Gebiet oberhalb des Blockgletschers B7 eine konkave horizontale Wölbung, während dies für E6 nur teilweise zutrifft. Insgesamt kann zusammengefasst werden, dass die meisten Kriterien für einen Blockgletscher sprechen, die hohen Strahlungswerte eher dagegen. Der oben beschriebene Zusammenhang zwischen Größe des Einzugsgebietes, Neigung und Strahlungsverhältnis kann auch hier nachvollzogen werden. Stark begünstigt wird hier die Bildung durch die vorhandenen Schuttmassen eines Moränenzuges; sonst wäre hier sicherlich keine Blockgletscherinitialphase. Auch SCHROTT (1994) berichtet von Initialblockgletschern, die sich aufgrund von Moränen gebildet haben.

In nachfolgender Tabelle 11 sind die charakteristischen Werte für die Initialblockgletscher und deren Einzugsgebiete aufgeführt.

Tab. 11: Werte der Initialblockgletscher in der Quebrada Qusimachiri

Nr.	Größe in [ha]	Untergrenze in [m]	Obergrenze in [m]	Strahlung (Abweich. v. Durchschn. in [%])	Neigung in [°]	Schuttlieferant
B6	0,5	5360	5390	+2,6	30,5	Moräne
E6	10,8	5390	5740	+5,4	22,6	Frostkliff
B7	0,5	5240	5260	-5,4	32,0	Moräne
E7	7,8	5260	5550	-2,3	32,6	Frostkliff

B = Blockgletscher, E= Einzugsgebiet

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass in den semiariden subtropischen Hochgebirgen mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Blockgletscher vorliegt, wenn folgende Reliefkriterien erfüllt sind (sofern verfügbar sind die Werte am Sillajhuay in Klammern gesetzt):

- Bestimmte Höhenlage (5000 bis 5400 m)
- Bestimmte Mindestgröße des Einzugsgebietes (ca. 10 ha)
- Starkes Strahlungsdefizit der Blockgletscher und deren Einzugsgebiete (Abweichungen von -23% bis -4,4% vom Durchschnitt)
- Hohe Neigung im Einzugsgebiet (20° bis knapp 40°)
- Mittelstarke Neigung der Blockgletschergebiete (18° bis 25°)

- Divergierende horizontale Wölbung der Blockgletschergebiete
- Konkaver Knick im Hangfußbereich
- Größeres Gebiet mit konvergierender Horizontalwölbung oberhalb des Blockgletschers
- Gebiet mit einem Wechsel von stark konvexer zu stark konkaver Vertikalwölbung im Einzugsgebiet (als Ausdruck von Kanten)

Stehen weitere Daten, z.B. über die Niederschlagsverhältnisse, die Firneis- oder Gletscherfelder oder die Häufigkeit und Intensität des Frostwechsels, so kann die Wahrscheinlichkeit, ob ein Blockgletscher vorliegt oder nicht, weiter erhöht werden.

7.3 Zusammenfassung der Ergebnisse

Bei der Betrachtung der Flächenanteile fällt auf, dass die Glatthänge mit über einem Drittel bei weitem den größten Anteil haben (vgl. Tab. 12). Die freie Solifluktion mit dem zweitgrößten Flächenanteil (11%) ist mit niedrigen Stirnhöhen der Loben überwiegend auf Glatthängen zu finden. Die fast ebenso häufige gehemmte Solifluktion (10%) reicht bis an die Untergrenze der Glatthänge. Die gebundene Solifluktion unter geschlossener Vegetationsdecke kommt, wie bereits erwähnt, fast gar nicht vor. Die Blockgletscher weisen insgesamt ebenfalls einen geringen Flächenanteil auf (0,3%). Betrachtet man nur das Ricon Tacurma, in dem die Blockgletscher gehäuft auftreten, so liegt der Anteil bei knapp 5%. Somit liegt der Wert auch in dem Maximalverbreitungsgebiet der Blockgletscher der Atacama (SCHRÖDER 1999 a) unter den Anteilen, die im Tienschan vorgefunden wurden (KOKAREV ET. AL 1997, BÖHNER & SCHRÖDER 1999). Auch die Blockstauerscheinungen weisen einen geringen Flächenanteil aus (2,5%). Bei dem niedrigen Wert der Streifenböden (1,5%) sei noch

Tab. 12: Anteil der Periglazialformen an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes im März/April 1998

Form	Flächenanteile in %
Glatthänge	35
Blockgletscher	0,3
freie Solifluktion	11
gehemmte Solifluktion	10
gebundene Solifluktion	0,1
Streifenböden	1,5
Blockstau	2,5
Firneis	ca. 2
Rest (Blockschuttflächen, Fels, Moränen, etc.)	ca. 44

einmal auf den für die Optimalausbildung ungünstigen Untersuchungszeitraum und auf die Schneearmut hingewiesen. Die Firneisfelder besitzen einen Flächenanteil von maximal 2%. Die übrige Oberfläche wird v.a. durch Blockschutt und Felsflächen sowie Moränen gekennzeichnet.

Anhand der Analyse konnten die Zusammenhänge der Oberflächenformen mit den Reliefparametern und den Strahlungsverhältnissen des Cerro Sillahuay herausgearbeitet werden (Abb. 75 u. 76). Besonders eindeutig abgrenzbar sind die Blockgletscher mit ihren Einzugsgebieten, da diese in ausgeprägten Strahlungsdefizitlagen zu finden sind. Die Blockgletscher selber besitzen aufgrund ihrer kleinen Fläche und der Gleichartigkeit der Formung eine sehr geringe Bandbreite der einzelnen Parameter. Genau das Gegenteil ist bei den Einzugsgebieten der Fall, wobei diese außerdem die hohe durchschnittliche Neigung und die konvexe vertikale Wölbung kennzeichnen. Weiterhin gut abgrenzen lässt sich die gehemmte Solifluktion, die als einzige Form einen deutlichen Strahlungsüberschuss und die geringste durchschnittliche Neigung vorweist. Auch ist die Standardabweichung der Parameter ähnlich gering wie die der Blockgletscher. Auffällig sind zudem die niedrige Höhenlage und die relativ ausgeglichenen Wölbungsverhältnisse. Die freie Solifluktion und der Glatthang weisen sehr ähnliche Werte auf. Dies betrifft sowohl die mittlere Höhenlage von ca. 5 250 m, die leicht negativen Strahlungswerte, als auch die mittlere Neigung von knapp 25° und die Wölbungsverhältnisse mit einer aufgrund der fluvialen Zer-

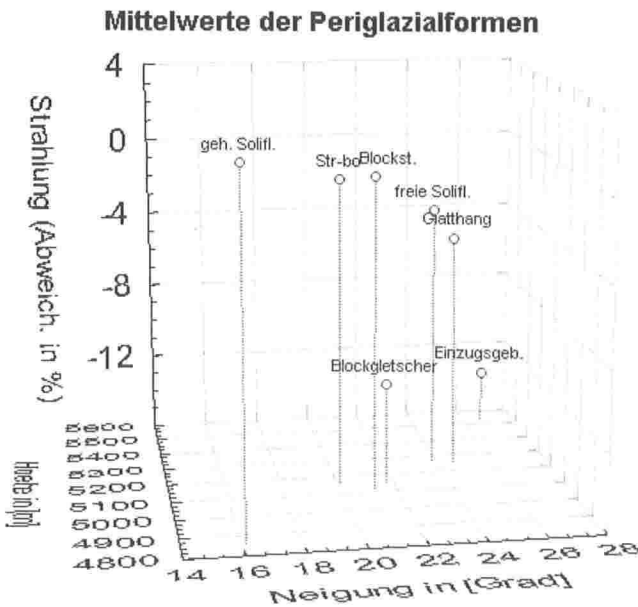
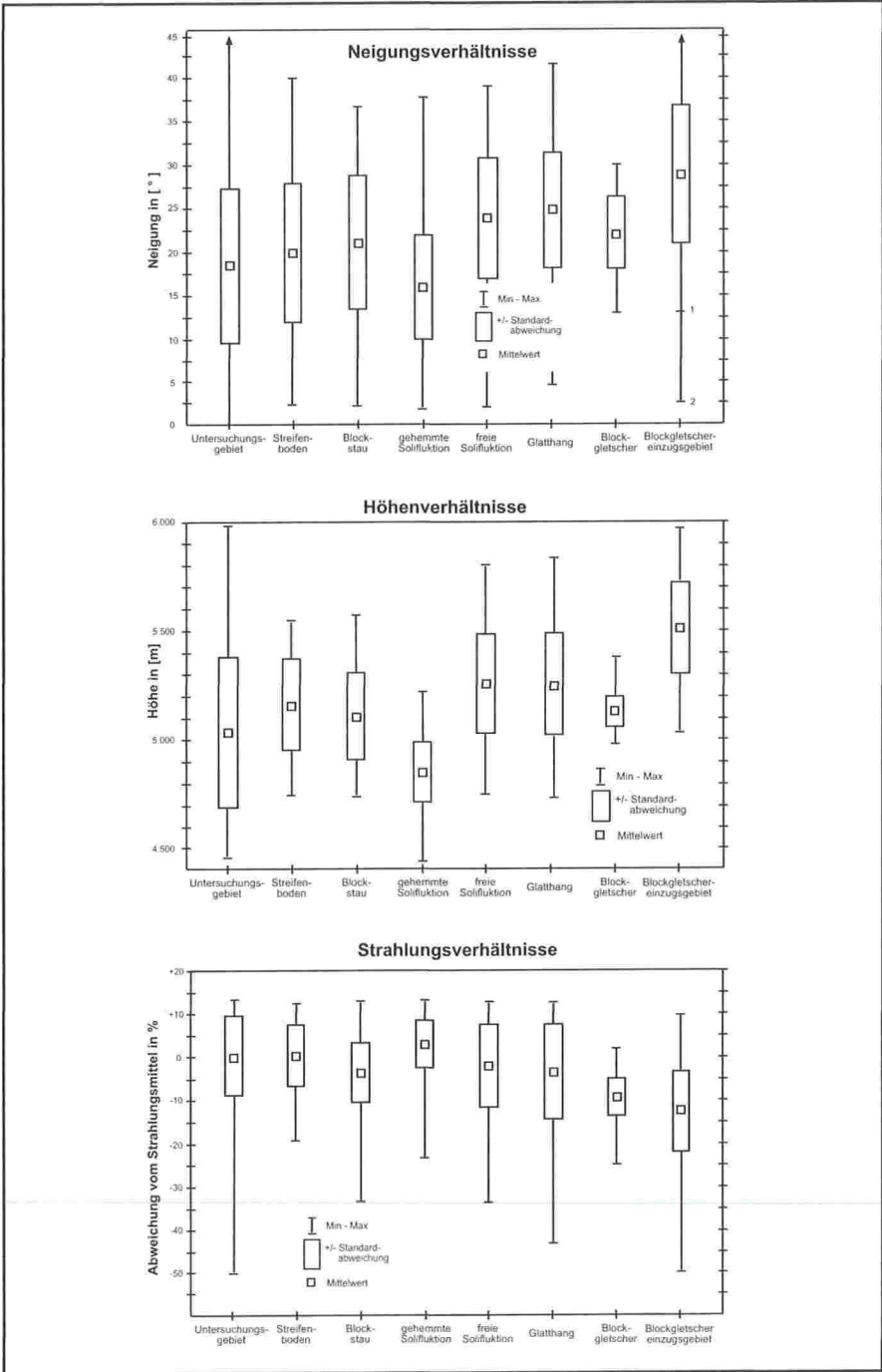


Abb. 75: Darstellung der mittleren Höhe, Neigung und Strahlung der Periglazialformen



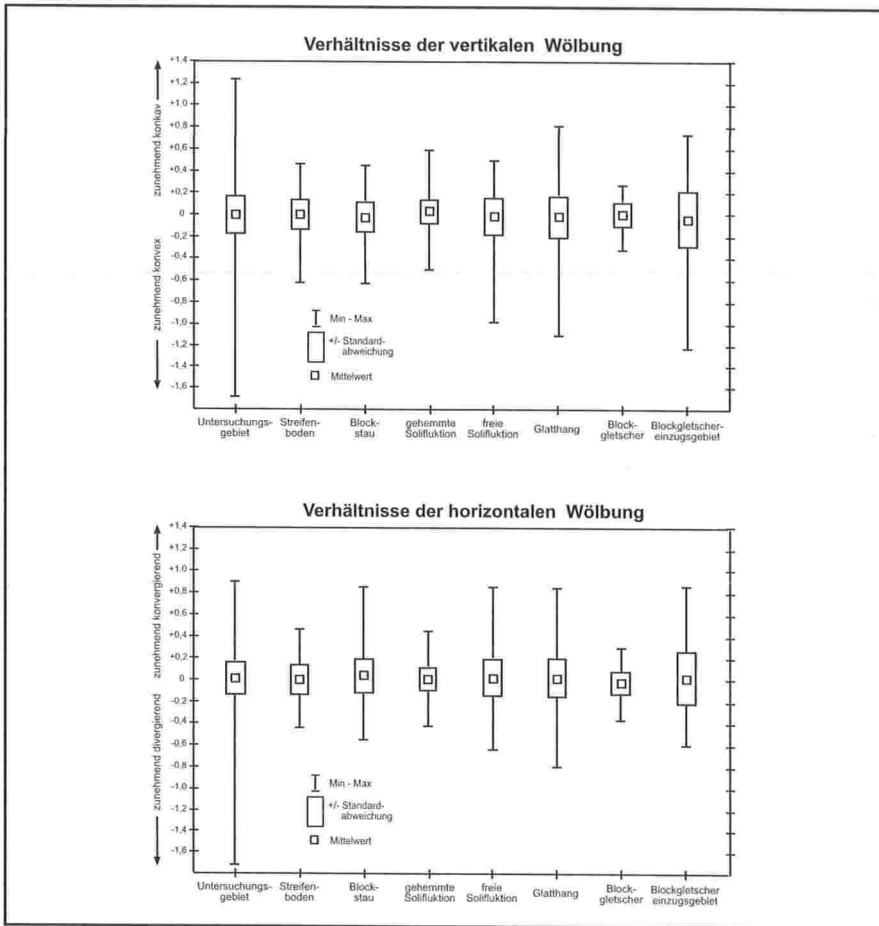


Abb. 76: Box-and-Whisker-Plot zur Darstellung der Periglazialformen des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Reliefparameter und der Neigung

schneidung durchschnittlich leicht konvergierenden horizontalen und leicht konvexen vertikalen Wölbung. Freie Solifluktion ist im Gegensatz zum Glatthang auch auf flacheren Hangbereichen zu finden. Die hohen Extrema der Neigung der Glatthänge sind vermutlich auf Ausreißerpixel zurückzuführen. Neignungsverhältnisse von durchschnittlich knapp über 20° und negative mittlere Strahlungsverhältnisse, allerdings mit einer großen Bandbreite, und ein Höhenmittel von ca. 5 100 m charakterisieren die Blockstaugebiete. Des Weiteren besitzen diese eine durchschnittlich leicht konvexe Vertikalwölbung und eine leicht konvergierende Horizontalwölbung, jeweils mit einer hohen Bandbreite. Eher gestreckt sind die Wölbungen bei den Streifenböden, wobei hier sehr starke Neigungsunterschiede bei einem Mittelwert von etwa 19°

zu verzeichnen sind. Die Strahlungsverhältnisse sind ausgeglichen, während die mittlere Höhenlage bei ca. 5 150 m liegt.

7.4 Anmerkung zum statistischen Verfahren und Fehlerbetrachtung

Zu der vorgenommenen statistischen Analyse sei angemerkt, dass hier keine Stichproben untersucht wurden, sondern die komplette Grundgesamtheit des Arbeitsgebietes. Daher erübrigt sich die Frage nach der Repräsentanz der Untersuchung, denn es wird die Situation beschrieben, wie sie am Sillajhuay zur Zeit der Geländebegehung vorgefunden wurde. Bei der Übertragung der Ergebnisse auf das gesamte Gebiet der trockenen Anden könnte die Repräsentanz der Ergebnisse untersucht werden. Zu den einzelnen Parametern werden jeweils der Mittelwert und die Standardabweichung angegeben. Diese repräsentieren jedoch nur bei annähernd normalverteilten Daten die Wirklichkeit. Bei nicht normalverteilten Daten bieten der Median und die Angabe von Quartilen einen höheren Informationsgehalt. Auf die Bestimmung der letztgenannten musste jedoch verzichtet werden, da mit ARCVIEW nur der Mittelwert und die Standardabweichung bestimmt werden können, und ein Export der Daten in ein ASCII-file einen sehr großen Datensatz erzeugt, der mit den im CIP-Pool zur Verfügung stehenden Statistikprogrammen nicht bewältigt werden kann.

Zur Abschätzung der Genauigkeit der ermittelten Daten ist zudem eine Fehlerbetrachtung notwendig. Die Fehlerquellen bei dieser Untersuchung sind vielfältig und wurden des Öfteren bereits im Text erwähnt. Zum einen gilt dies bei der Datenaufnahme im Gelände. Aufgrund der Höhenlage zwischen 4 400 und 6 000 m war es nicht möglich, das gesamte Gebiet von knapp 100 km² komplett abzulaufen. Es mussten teilweise Sichtkartierungen vorgenommen werden. Problematisch ist dies besonders im Hinblick auf die Verbreitung von Strukturböden und Solifluktionsercheinungen, so dass gerade bei diesen Formen ihre flächenhafte Ausdehnung und exakte Lage nicht immer bestimmt werden konnten. Auch ist die Abgrenzung der Glatthänge zum Gipfelplateau und zu den Höhenrücken teilweise problematisch. Der Gipfel wurde zwar begangen, doch nicht alle Gebiete waren einsehbar. Die Mesosformen konnten anhand der Luftbilder recht gut nachkartiert werden, aber in den Hochlagen war dies nicht möglich, da hier zur Zeit der Aufnahme Schnee lag.

Eine weitere Fehlerquelle liegt bei jedem einzelnen Schritt zur Erstellung des DGM. Bei der Digitalisierung der Höhenlinien anhand des Digitalisiertablettes kommt es unweigerlich zu leichten Abweichungen, da nicht die Linie als solche vom Programm erfasst wird, sondern nur Punkte entlang der Strecke. Bei der Erfassung der Linien im Maßstab 1:50 000 kann außerdem ein Punkt, der versehentlich nur leicht neben die Linie gesetzt wurde, gleich eine Abweichung von mehreren Metern ausmachen. Insgesamt ist die Fehlerquote hierbei allerdings gering. Diese ist wesentlich höher bei der Interpolation der fehlenden Zwischenwerte und der anschließenden Glättung. Des Weiteren verändert sich die Erdoberfläche kontinuierlich und auch

innerhalb der 50 m-Raster, die nur den Mittelwert der Fläche repräsentieren können. Die Probleme hierbei sind bereits ausführlich diskutiert worden (vgl. Kap. 6).

Bei der Anpassung der Luftbilder an die Höhenlinien sind ebenfalls Abweichungen unvermeidbar. Es kann nicht jeder Punkt im Luftbild exakt auf der Höhenliniencarte wiedergefunden werden, sondern nur eine kleine Auswahl. Die anschließende mathematische Anpassung jedes Pixels des Luftbildes kann daher nicht exakt stimmen. Besonders an den Rändern ergeben sich Abweichungen. In der Bildmitte sind diese jedoch gering, so dass eine Nachkartierung der Mesoformen bei der guten Auflösung der Luftbilder und eines entsprechenden Heranzoomens mit hoher Genauigkeit vorgenommen werden konnte. Allerdings repräsentieren die Luftbilder die Situation von 1961 und gerade die aktiven Blockgletscher haben sich seitdem bewegt.

Weiterhin kann die Strahlungsabschätzung nur eine Annäherung der wirklichen Verhältnisse darstellen. Dies liegt v.a. an der relativ geringen Zahl der Sonnenstände, die zur Bestimmung herangezogen wurden, an der Ungenauigkeit des DGM und der damit zusammenhängenden Errechnung der Hangabschattung, bei der zudem wahrscheinlich von einer starken diffusen Streuung des Lichtes ausgegangen wird, die jedoch in der Atacama nicht vorhanden ist. Des Weiteren konnte die Bewölkung aufgrund fehlender Datengrundlagen nicht berücksichtigt werden.

Bei der Betrachtung der Vielzahl von Fehlerquellen wird deutlich, dass die errechneten absoluten Zahlen hohen Abweichungen unterliegen und die gewonnenen Ergebnisse nur Tendenzen darstellen können. Diese erscheinen allerdings stimmig.

7.5 Bestimmung der potentiellen Verteilung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay

Trotz der hohen Fehlerquote sollen noch kurz anhand der ermittelten Abhängigkeiten Flächen mit einem potentiellen Vorkommen von Periglazialformen abgegrenzt und gleichzeitig die Übertragbarkeit der Methode auf größere Gebiete getestet werden. Hierzu wurden die für die einzelnen Formen errechneten Kriterien (vgl. das Ende des jeweiligen Kapitels, Abb. 76) als Bedingungen für das Vorkommen mittels ARCVIEW auf das DGM übertragen und so die entsprechenden Flächen abgegrenzt werden (Abb. 77 u. 78). Da die Werte für die freie Solifluktion und den Glatthang sehr ähnlich sind und die freie Solifluktion zum überwiegenden Teil auf den Glatthängen zu finden ist, wurde auf eine Unterscheidung dieser beiden Phänomene verzichtet und nur die Werte für den Glatthang verwendet. Beim Vergleich der ermittelten mit den kartierten Flächen fällt zunächst die geringere Ausdehnung des potentiellen Vorkommens auf. Dies muss auch so sein, denn es wurden jeweils die Intervalle um die Mittelwerte mit der negativen und positiven Standardabweichung herangezogen, die Extremwerte aller Kriterien (z.B. sehr hohe Strahlungswerte, Höhen über 5 600 m) sind somit ausgeschlossen. Weiterhin ist offensichtlich, dass z.B. für die gehemmte Solifluktion potentielle Flächen ausgerechnet wurden, an der

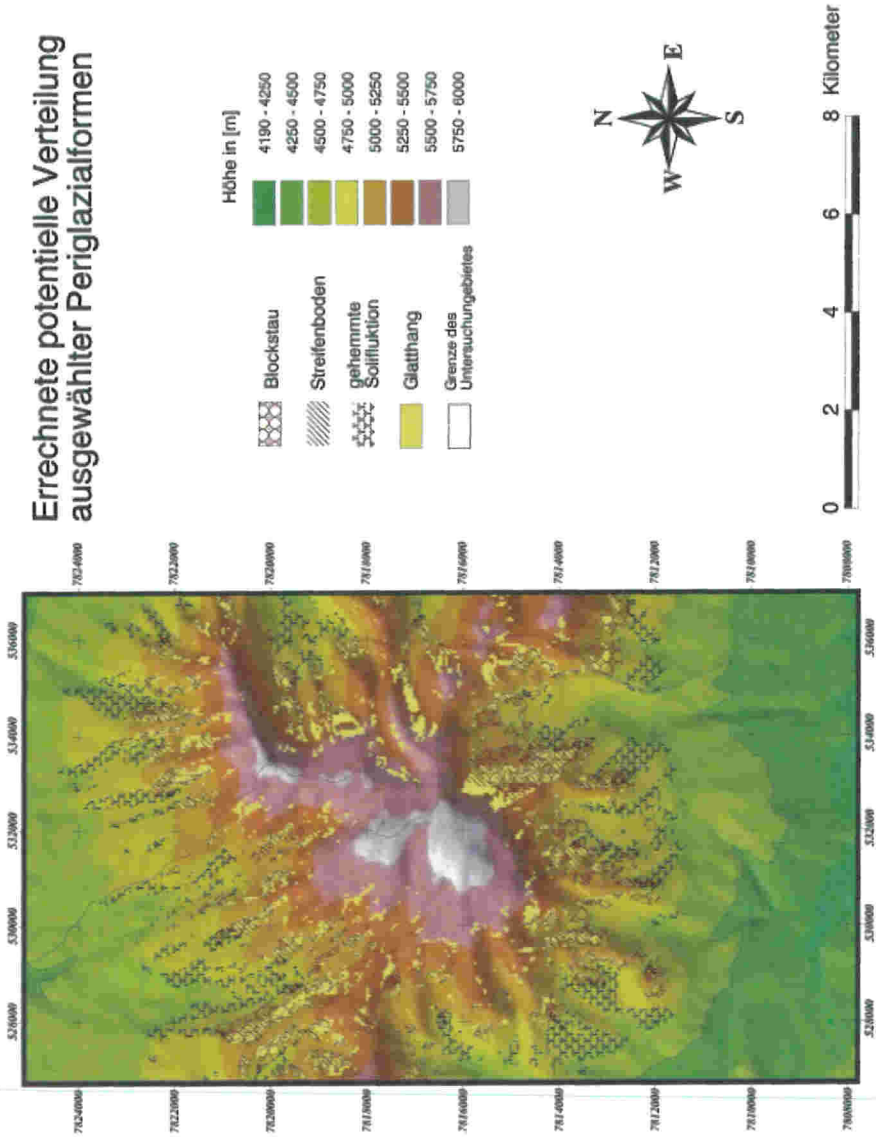


Abb. 77: Die bestimmte potentielle Verbreitung ausgewählter Periglazialformen

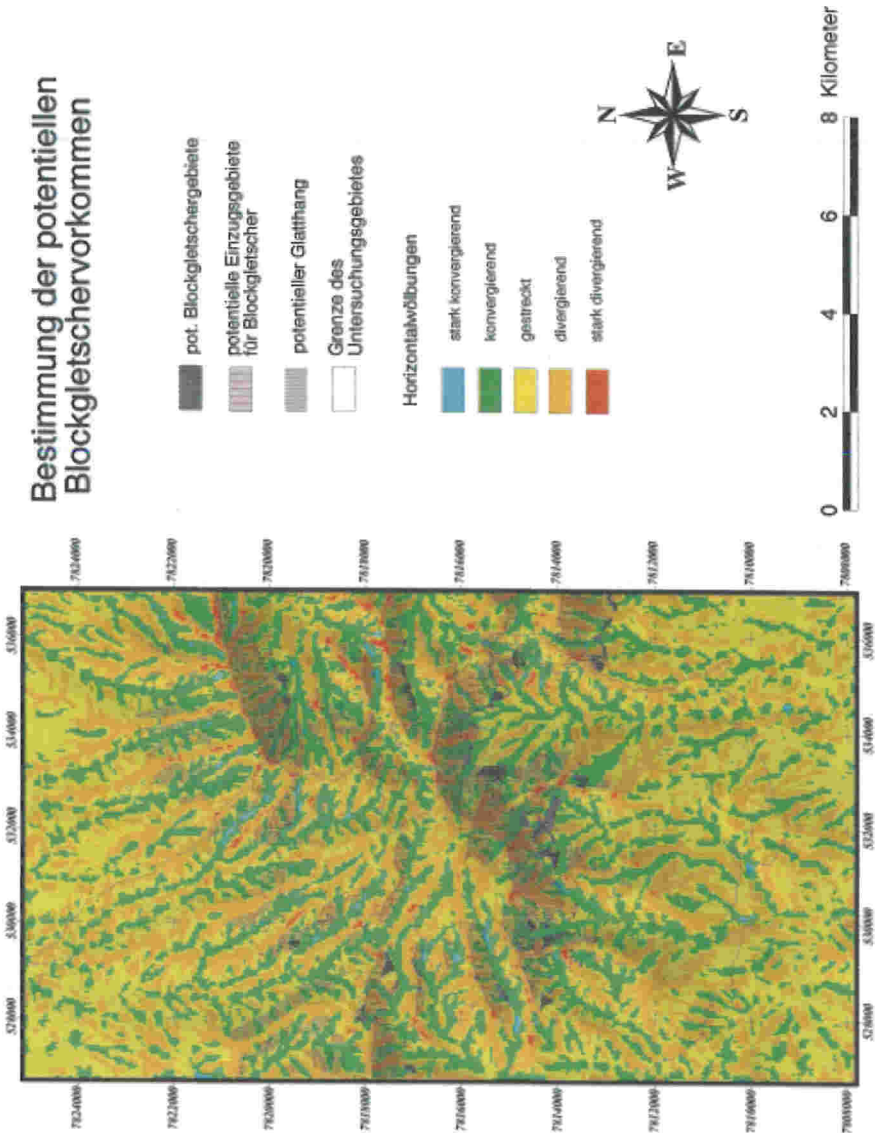


Abb. 78: Zur Bestimmung potentieller Blockgletscher vorkommen

diese nicht vorkommt. Um diese noch besser abgrenzen zu können, müssten noch weitere wichtige Kriterien, wie z.B. die Niederschlagsverteilung, in die Auswertung mit einbezogen werden. Gerade in den trockeneren westlichen Tälern ist die gehemmte Solifluktion aufgrund fehlender Feuchtigkeit nicht vorhanden. Die ausgerechnete Glatthangverbreitung ist geringer als das wirkliche Vorkommen. Hier sind die Abgrenzungskriterien etwas zu eng gewählt worden. Die Lage ist allerdings stimmig.

Für die Ermittlung von Blockgletschern können jedoch recht gute Ergebnisse erzielt werden. Da das besonders bedeutende Gebiet mit konvergierender Horizontalwölbung nicht in die automatische Bestimmung miteinfließen konnte (zu hoher Programmieraufwand), wurde zur visuellen Abschätzung des potentiellen Vorkommens die Karte mit den Horizontalwölbungsverhältnissen unter die errechneten Gebiete gelegt (Abb. 78). Verbindet man das ermittelte Vorkommen für die Blockgletscher mit denen für die Einzugsgebiete und befindet sich oberhalb ein größerer Bereich mit konvergierender Horizontalwölbung, so kommen an diesen Stellen die großen Blockgletscher tatsächlich vor. Die Größe des Einzugsgebietes konnte bei diesem Verfahren allerdings nicht berücksichtigt werden.

Um anhand dieser Methode noch zufriedenstellendere Ergebnisse erzielen zu können, müssen die Datengrundlage verbessert werden (u.a. genauere Untersuchung der Vorkommen der Oberflächenformen, Miteinbeziehung von Klimadaten und der Geologie) und die statistische Auswertung präzisiert werden.

Der Vorteil dieses Verfahrens ist, dass bei entsprechender Datengrundlage die potentielle Verteilung der Periglazialformen über einen großen Raum bestimmt und etwaige Geländebegehungen zur Überprüfung und Verbesserung der Daten präzisiert werden können, was wiederum die Logistik vereinfacht und so letztlich Zeit und Geld spart. Für die periglazialen Mesoformen bietet auch diese hier vorliegende Datengrundlage zufriedenstellende Ergebnisse. Können entsprechend gute Luft- und Satellitenbilder herangezogen werden, so kann sich der Geländeaufenthalt auf einige repräsentative Stichproben beschränken und die gesamte potentielle Verteilung anhand geeigneter statistischer Programme gut angenähert werden.

8 Einordnung der Ergebnisse in den großräumigen Zusammenhang des Forschungsgebietes „Periglazialmorphologie der Atacama“

Im folgenden sollen nun die Ergebnisse dieser Untersuchungen mit den Ergebnissen anderer Arbeiten, die sich mit der Periglazialmorphologie in der Atacama beschäftigen, verglichen werden. Da die Klimafaktoren und auch die Vegetation für die Ausprägung der Periglazialformen eine entscheidende Rolle spielen, wird an dieser Stelle kurz die räumliche Variabilität skizziert. Den trockensten Bereich der Anden stellt das Gebiet um den Vulkan Llullaillaco dar, an dem die aride Diagonale

Einordnung der Ergebnisse in den großräumigen Zusammenhang des Forschungsgebietes
 „Periglazialmorphologie der Atacama“

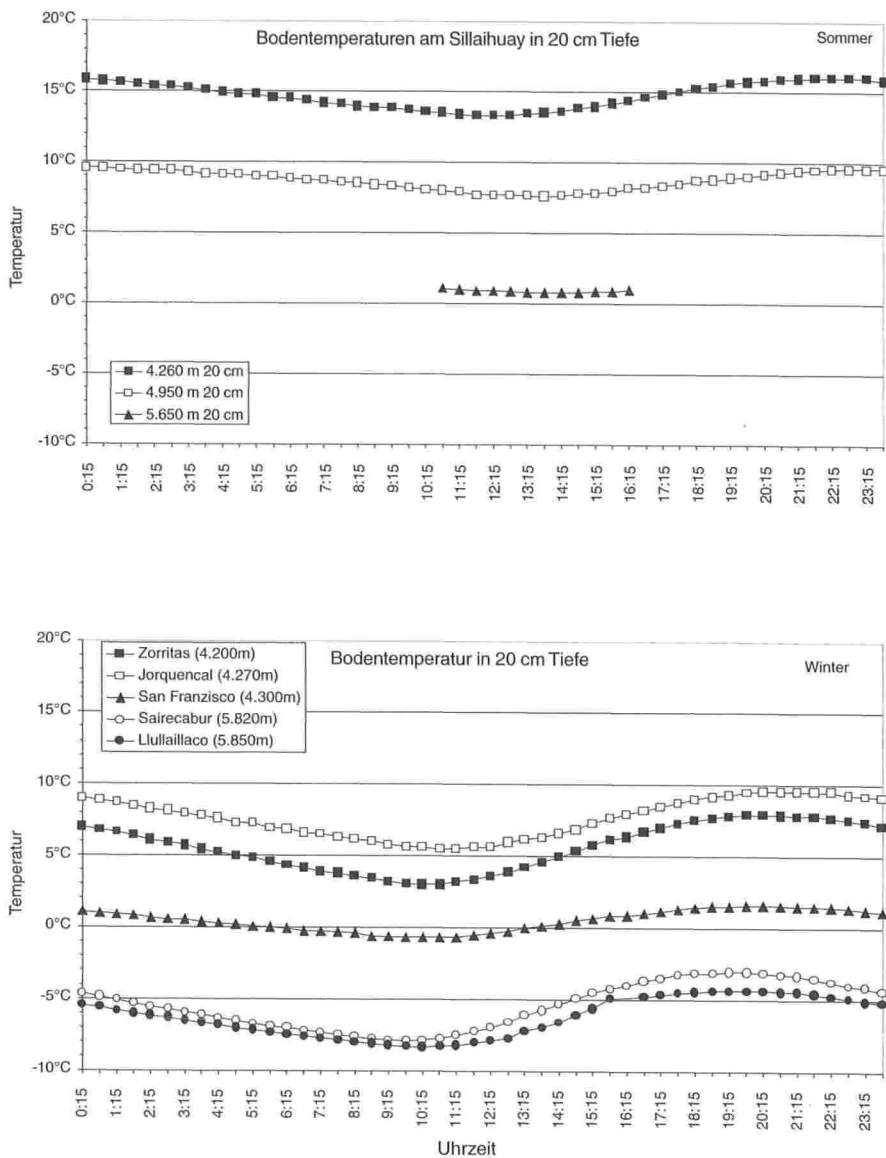


Abb. 79: Darstellung der Bodentemperaturen in 20 cm Tiefe: Die linke Abbildung zeigt die Durchschnittswerte am Sillaihuay vom 8.3 bis 15.3.98 (Sommersituation); die rechte die Messreihen vom 23.9. bis 2.10.95 aus den Forschungsprojekten am Llullaillaco und Sairecabur (Wintersituation, aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998).

auch die Anden quert (vgl. u.a. VEIT 1994, SCHRÖDER & SCHMIDT 1997, SCHRÖDER & MAKKI 1998, SCHRÖDER 1999 a). Nach RICHTER (1996) fallen am Vulkan jeweils zu 50% Sommer- und Winterniederschläge. Nördlich des Llullaillaco überwiegen die Sommerniederschläge südlich die Winterniederschläge, deren Menge jeweils mit zunehmender Entfernung zur ariden Diagonale ansteigt. Weiterhin ist eine Verringerung der Niederschläge mit abnehmender Höhe und im Sommerregengebiet von Ost nach West zu verzeichnen (vgl. Kap 2.2, VUILLE 1996, SCHRÖDER 1999 a). Bei 18°S kann auf 4 500 m im Mittel mit 300-400 mm Jahresniederschlag gerechnet werden (ICC-CONIC 1982, zit. in VUILLE 1996) und im Bereich des Sillajhuay (19°45'S) in der gleichen Höhe mit ca. 200 mm mit einem Sommerregenanteil von wahrscheinlich über 90% (VUILLE 1996, zit. in SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998). Bei Tatio (22°22'S, 68°00'W) werden auf 4 300 m im Mittel etwas mehr als 150 mm mit einem Sommerregenanteil von über 90% gemessen (SCHMIDT 1999) und bei El Laco (ca. 24°, 4.400 m) ebenfalls ca. 150 mm (VUILLE 1991, zit. in VUILLE 1996). VUILLE (1996) geht in diesem Bereich allerdings davon aus, dass die Niederschläge allgemein zu tief angegeben werden, da die Niederschläge, die als Schnee fallen u.a. wegen der durch die Strahlung hohen Sublimation nicht oder nur ungenügend erfasst werden. Berücksichtigt man die Winterniederschläge, so würde sich für El Laco ein Wert von ca. 220 mm ergeben; und weiter südlich, ab dem 26. Breitengrad, ist eine starke Zunahme der winterlichen Schneefälle zu erwarten (VUILLE 1996). Im Agua-Negra-Gebiet (30°S) schätzt SCHROTT (1994) die Niederschläge in ca. 4 000 m auf etwa 350 mm mit einem Niederschlagsmaximum im Winter. Mit zunehmender Höhe ist v.a. wegen des Merriam-Effektes von einem Anstieg der Niederschläge auszugehen (RICHTER 1996, SCHMIDT 1999). SCHMIDT (1999) rechnet mit einem Anstieg der Jahresniederschlagssumme von 210 mm in 4 270 m (Jorquencal) über 365 mm in 4 920 m (Yareta) auf 390 mm am Sairecabur in 5 820 m Höhe. Auch SCHROTT (1994) beschreibt einen deutlichen Anstieg des Niederschlags mit der Höhe.

Neben dem Niederschlag begünstigen eine intensive Einstrahlung und die damit korrelierende Häufigkeit und Intensität des Frostwechsels die Ausbildung des periglazialen Formenschatzes. SCHMIDT (1999) ermittelte an der Station Yareta (4920 m, 22°43'S) ein durchschnittliches Jahresmittel der Strahlung von ca. 330 W/m² mit einem Wert von ca. 430 W/m² im Dezember und 225 W/m² im Juni. An dieser Station weisen die mittleren täglichen Strahlungsmaxima ebenso wie am Llullaillaco im Monat Dezember je nach Höhenstufe 1 200 bis 1 300 W/m² (90-94% der Solarkonstante) und im strahlungsärmsten Monat Juni immer noch 800 W/m² (SCHRÖDER & SCHMIDT 1997). Nach Norden und Süden nehmen diese Werte jeweils ab. So ermittelte SCHROTT (1994) für das Agua-Negra-Gebiet (30°S) in 4 720 m Höhe Werte von 382 bis 394 W/m² im Januar und 150 W/m² im Juni. Am Titicacasee liegen die Werte zwischen 287 und 353 W/m² im Januar und 195 und 205 W/m² im Juni (SCHRÖDER 1981 und JORDAN ET AL. 1987, zit. in SCHMIDT 1999).

SCHROTT (1994) konnte anhand von Strahlungs- und Bodentemperaturmessungen einen eindeutigen Zusammenhang zwischen der Oberflächentemperatur und der

Intensität der Strahlung feststellen. Die durchschnittlichen Tagesschwankungen liegen an der Station El Paso (30°S, 4 720 m) bei 30-40 K mit Extremwerten von bis über 50 K. Diese Werte liegen am Llullaillaco (23°43'S) im Mittel bei fast 40 K in 4 200 m Höhe und 28 K in 5 850 m im Winter (SCHRÖDER & SCHMIDT 1997). An der Station Jorquencal (22°40'S, 4 270 m) betragen die mittleren Tagesamplituden 39-über 50 K. Am Sairecabur (22°43'S, 5 820 m) wurde sogar ein Extremwert von 62,7 K registriert (SCHMIDT 1999), und am Sillajhuay (19°45'S) konnte in 4 260 m Höhe vom 8.3. bis 15.3. eine durchschnittliche Tagesschwankung von knapp 45 K und in 4 920 m von knapp 35 K im Sommer gemessen werden. Die Frostwechelhäufigkeit liegt an der Station El Paso (30°S, 4 720 m) bei 86% an der Bodenoberfläche und bei 52% in 10 cm Tiefe (SCHROTT 1994). Beim Sairecabur und Llullaillaco wird an über 96% der Tage Frostwechsel in 4 900 m erwartet. Am Sillajhuay kann auf 4 900 m mit ähnlich hohen Werten gerechnet werden, während die Frostwechelhäufigkeiten in 4 200 m gegenüber der ariden Diagonale stark zurückgehen. In 5 cm Tiefe muss mit einer Wahrscheinlichkeit von bis zu 80% in der ariden Diagonale und von bis zu 60% am Sillajhuay ein Frostwechsel angenommen werden (SCHRÖDER 1999 a). Zum Vergleich der Bodentemperaturen sollen die vorhandenen Werte in 20 cm Tiefe und einer Höhenlage von 4 200 bis 4 720 m dienen (Abb. 58). Die Stationen sind im einzelnen: El Paso (30°S, 4 720 m aus: SCHROTT 1994, Jahresdurchschnitt), San Francisco (26°55'S, 4 300 m), Las Zorritas (23°43'S, 4 200 m), Jorquencal (22°40'S, 4 270 m, letzten drei Stationen aus: SCHRÖDER & SCHMIDT 1997, Wintersituation), sowie Sillajhuay (19°45'S, 4 260 m, aus: SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998, Sommersituation). An den Stationen ist ein Anstieg der Durchschnittswerte von Süd nach Nord festzustellen. In El Paso liegt diese auf einer Höhe von 4 720 m bei ca. -5°C und dürfte in 4 300 m immernoch unter 0°C liegen. In der kälteren Wintersituation betragen die Durchschnittswerte am San Francisco knapp über 0°C, um bis nach Jorquencal auf etwa 8°C zu steigen. Am Sillajhuay weist der Tagesdurchschnitt in der Sommersituation einen Wert von knapp 15° auf.

Mit dem Hintergrundwissen der klimatischen Bedingungen im Untersuchungsraum sollen nun die Gemeinsamkeiten und Veränderungen der Periglazialformen mit den am Sillajhuay ermittelten Werten herausgearbeitet werden. Flächendeckende Kartierungen des periglazialen Formenschatzes existieren neben dem Cerro Sillajhuay vom Cerro Palpana (21°32'S, 68°32'W, 6 028 m, SCHRÖDER 1999 a), Cerro Miniques (23°48'S, 67°45'W, 5 910 m, SCHRÖDER 1999 a) und dem Vulkan Llullaillaco (24°43'S, 68°32'W, 6 739 m, SCHRÖDER 1996, SCHRÖDER & MAKKI 1998). Teilkartierungen liegen vom Vulkan Sairecabur (22°41'S, 68°53', 5 971 m, HINTERMAYR 1997), dem Cerro San Francisco (26°55'S, 68°16'W, 6 010 m, HINTERMAYR 1997) und dem Agua-Negra-Gebiet (30°10'S, 69°49'W, bis ca. 5 200 m, SCHROTT 1994) vor. VEIT (1991) beschreibt die periglaziale Höhenstufung an der Andenwestseite bei 30°S. Eine Analyse der Oberflächenformen anhand des Reliefs oder der Strahlung fand mit Ausnahme der Blockgletscheruntersuchungen im Agua-Negra-Gebiet nur sehr begrenzt statt. Es kann daher nur versucht werden, Zusammenhänge visuell aus den geomorphologischen Karten abzuleiten.

Am besten eignen sich hierzu die Blockgletscher. Diese sind am Cerro Palpana (SCHRÖDER 1999 a), am Cerro San Francisco (HINTERMAYR 1997) und am Agua Negra (SCHROTT 1994) beschrieben worden.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über ausgewählte Kenngrößen der untersuchten Blockgletscher:

Tab. 13: Ausgewählte Kenngrößen untersuchter Blockgletscher zwischen 21° S und 30° S (Die Daten basieren auf den geomorphologischen Karten, bzw. sind aus dem Text der jeweiligen Autoren übernommen)

Gebiet/Nr.	geogr. Br. in [°S]	Größe in [ha]	Untergrenze Höhe in [m]	Obergrenze Höhe in [m]	Exposition	Neigung in [°]	Schuttlieferant, Transportmedium
Palpana B	21°32'	ca. 3	5 250	5 350	ESE		Frostkliffs
Palpana E		ca. 50	5 350	6 000	ESE	ca. 30	Glatthang
San Francisco B2	26°55'	ca. 10	5 250	5 360	W		Frostkliff
San Francisco E2		ca. 50	5 360	6 000	W	ca. 35	Glatthang
San Francisco B4	26°55'	10-12	4 900	5 000	W		Frostkliff
San Francisco E4		35-40	4 950	5 200	W	ca. 30	Glatthang
Agua Negra EP	30°10'	66,3	4 620	4 900	NE	11,5	Frostkliffs, Tors
Agua Negra EEP		147,4	4 900	5 700		ca. 40	
Agua Negra DL	30°10'	38,5	4 200	4 550	WSW	12	Frostkliffs, Tors
Agua Negra EDL		100,8	ca. 4 400	5 250	ca. 40		

B=Blockgletscher, E= Einzugsgebiet; 2,4 = Nummerierung aus HINTERMAYR (1997), EP= El Paso, DL= Dos Lenguas

Die am Sillajhuay ermittelten Werte scheinen sich tendenziell zu bestätigen. Einen größeren Bereich mit konvergierender Horizontalwölbung oberhalb des Blockgletschers ist überall vorhanden und bei allen größeren Blockgletschern ist auch ein konkaver Hangknick am Fußbereich anhand der Höhenlinien auszumachen.

Das Vorhandensein von Steilhängen und Frostkliffs belegen die ermittelten hohen Neigungswerte. Das ist aus den geomorphologischen Karten (SCHRÖDER 1999 a, HINTERMAYR 1997) oder aus Bildern (SCHRÖDER 1999, SCHROTT 1994) eindeutig zu entnehmen. HINTERMAYR (1997) beschreibt auch den Glatthang als wichtigen Schuttlieferanten. Dies ist wohl etwas zu hoch gegriffen, der Glatthang fungiert mehr als Transportmedium für das Schuttmaterial, auffällig ist jedoch, dass sich häufig hangaufwärts ein Glatthang anschließt. Im feuchteren Gebiet ist dieser meist fluvial zerkerbt.

Ein wichtiges Kriterium zur Optimalausbildung eines Blockgletschers ist die Strahlungsdefizitlage. Eine Untersuchung hierzu liegt nur vom Agua-Negra-Gebiet vor (SCHROTT 1994). Dabei ist auffällig, dass alle Blockgletscher trotz unterschiedlicher Exposition im Junidurchschnitt mit weniger als 115 W/m² bestrahlt werden, bei einem Mittelwert von 150 W/m². Dies liegt besonders am Strahlenschutz durch umgebende hohe Steilhänge. Der Blockgletscher am Cerro Palpana (21°32'S) wird gleich von deren drei eingerahmt. Bei einer ESE-Exposition ist hier daher mit einem

hohen Strahlungsdefizit zu rechnen. Die Blockgletscher am Cerro San Francisco sind die ersten größeren südlich der ariden Diagonale. Ihre Ausdehnung ist sogar größer als die am Cerro Sillajhuay, allerdings besitzen sie geringe Mächtigkeiten mit einer Stirnhöhe von maximal 15 m (HINTERMAYR 1997). Aufgrund ihrer westexponierten Lage unterhalb von Steilwänden dürften sie zumindest keinen Strahlungsüberschuss aufweisen.

Ebenso wie am Sillajhuay ist auch an den anderen Blockgletschern ein Zusammenhang zwischen der Größe des Einzugsgebietes, dessen Neigung, der Strahlung, der Exposition und der Ausdehnung der Blockgletscher zu erkennen. Ähnliche Tendenzen ermittelten auch HÖLLERMANN (1983 b) und BARSCH (1988) in den Alpen, sowie SCHRÖDER (1992) und KOKAREV ET AL. (1997) im Tienschan. Für die Ermittlung genauer Korrelationskoeffizienten reicht die Datengrundlage leider nicht aus. Durch die Daten wird die Existenz einer Trockengrenze für Blockgletscher und die nordwärts und südwärts ansteigende Mächtigkeit und Ausdehnung der Formen klar belegt (SCHRÖDER 1999). Eine daran anschließende Feuchtigkeitsgrenze muss noch ermittelt werden. Die Optimalausbildung liegt wie im Tienschan (KOKAREV ET AL. 1997) im kalt-semihumiden Klimabereich. Die Untergrenze der Blockgletschervorkommen im Süden fällt sehr stark von 4 900 m am Cerro San Francisco (26°55'S) bis auf 4 000 m im Agua-Negra-Gebiet (30°10'S), während die Obergrenze nur von über 5 300 m auf 5 050 m fällt. Nördlich der Trockengrenze beginnt die Blockgletscherzone beim Cerro Palpana auf ca. 5 300 m, erweitert sich bis zum Sillajhuay von 5 000 bis über 5 400 m um sich am Isluga wieder auf ca. 300 m zu verschmälern (SCHRÖDER 1999 a).

Eine weitere, großflächig vertretene Mesoreliefform in der Hochatacama sind die Glatthänge. Bei dieser ist auffallend, dass sie am Aucanquilca und am Llullaillaco die am weitesten verbreitete Reliefform sind und, anders als am Sillajhuay, in ihrer Idealform (vertikale Wölbung – gestreckt, horizontale Wölbung – leicht divergierend) auftreten (SCHRÖDER 1999 a). Am Llullaillaco kann am Hangfuß einiger Glatthänge ebenso wie am Sillajhuay die für Trockengebiete charakteristische Konkavwölbung ausgemacht werden. Eine starke fluviale Zerschneidung der Glatthänge ist aus den Höhenlinien nicht zu erkennen. Nach Norden nimmt die Häufigkeit sehr stark konvexer Horizontalwölbungen in den Glatthangbereichen als Ausdruck der stärkeren fluvialen Zerschneidung zu. So sind bereits am Miniques und ebenso am Palpana kleine Kerbtäler in den Glatthängen kartiert worden (SCHRÖDER 1999 a) und anhand der Höhenlinien gut nachzuvollziehen. Dies ist ein Beleg für die Zunahme der Niederschläge nach Norden und mit der Höhe. Auch nach Süden hin müsste die fluviale Zerkerbung ab der Trockendiagonale wieder zunehmen. In der Kartierung am San Francisco ist diese Tatsache aus den horizontalen Wölbungen allerdings schwer zu entnehmen und für das Agua-Negra-Gebiet liegt keine Kartierung vor. ABELE (1993) beschreibt eine ähnlich Abhängigkeit der Talbildung von den hygrischen Verhältnissen in der gesamten Andenwestabdachung bis zur Küste. Die Intensität nimmt vom Llullaillaco nach Norden und Süden hin zu.

Aus der Höhenlage und den Neigungsverhältnissen der Glatthänge lassen sich keine Regelmäßigkeiten ableiten, denn zum einen wird die Abgrenzung zu den schwach geneigten Kryoplanationsformen unterschiedlich gehandhabt, zum anderen lassen sich Glatthänge auch unterhalb der Periglazialstufe beobachten (VEIT 1991, SCHROTT 1994, HINTERMAYR 1997). SCHRÖDER (1999 a) unterscheidet den Bereich der aktiven Glatthangbildung und den der Glatthangerhaltung. Die Untergrenze der aktiven, periglazialen Glatthänge ist entweder durch die Vegetation bestimmt oder durch die Grenze des Periglazials. Im Agua-Negra-Gebiet beschreibt SCHROTT (1994) periglaziale Glatthänge ab einer Höhe von 3 900, VEIT (1991) in gleicher Breitengradlage an der chilenischen Andenwestabdachung ab 4 250 m und am Lullaillaco und Sairecabur treten diese ab ca. 4 900 m auf. Am Miniques und am Palpana sind Glatthänge bis in Höhen unter 4 500 m kartiert und flächendeckend ab ca. 4 900 m zu finden. Aufgrund der ansteigenden Vegetationsgrenze beginnen die Glatthänge am Sillajhuay ab einer Höhe von 5 000 m. Eine Obergrenze der Glatthangbildung ist schwer festzumachen. Bis knapp 6 000 m ist an fast allen Bergen vom Sillajhuay bis zum San Francisco eine Hangglättung festzustellen. Und am höher aufragenden Lullaillaco ist die Lava noch zu jung für Glatthangbildung (SCHRÖDER & MAKKI 1998). Im Agua-Negra-Gebiet könnte man eine Obergrenze der Glatthangbildung aufgrund der in Gunstlagen ab 5 300 m Höhe langsam zunehmenden Schneebedeckung bei etwa 5 500 m annehmen. Und am Sillajhuay weisen die Firfelder in Gipfelbereich auf eine theoretische Grenze zur Glazialstufe in ca. 6 000 m hin.

Die Strahlungsverhältnisse auf den kartierten Glatthängen in der Atacama dürften ähnlich denen am Sillajhuay sein, denn sie sind in allen Expositionsrichtungen vorzufinden. In den hierbei interessanten Winterregengebieten existieren leider keine vollständigen Aufnahmen. Vom San Francisco wurde nur die Westabdachung kartiert und im Agua-Negra-Gebiet erwähnt SCHROTT (1994) weder die Expositions- noch die Strahlungsverhältnisse der Glatthänge.

Als letztes Merkmal seien noch kurz die Vertikalwölbungen der Glatthänge angesprochen. Hier lässt sich fast an jedem kartierten Glatthang aus den am Hangfuß weiter auseinander liegenden Höhenlinien eine konkave Wölbung ableiten, die für den charakteristischen Schuttstau (HÖLLERMANN 1983 c) spricht.

Die freie Solifluktion soll hier nur kurz besprochen werden, da sie zum einen am Sillajhuay fast identische Werte wie die Glatthänge aufweist, zum anderen sich für einen Vergleich der Langzeitformen des Periglazials nicht eignet (SCHRÖDER 1999 a). Ihre Untergrenze fällt zusammen mit der oberen Vegetationsgrenze. Diese sinkt von ca. 5 000 m am Sillajhuay über ca. 4 700 m am Palpana auf ca. 4 500 bis 4 600 m am Miniques und Sairecabur und steigt am Lullaillaco wieder leicht an, um am San Francisco und bei 30° wieder auf ca. 4 500 m zu fallen. Die am markantesten ausgeprägten Solifluktionsloben sind auf steiler geneigten Hängen (ca. 20-30°) mit Stirnhöhen bis ca. einem Meter zu finden (HINTERMAYR 1997, SCHROTT 1994), und mit geringerer Stirnhöhe auch an Hängen mit unter 10° Neigung. Insgesamt dominiert der Neigungsbereich von 10-30°. Aussagen über die Wölbungs-

und Strahlungsverhältnisse sind anhand der Karten und Beschreibungen nicht eindeutig möglich.

An die Stufe der freien Solifluktion schließt sich jeweils hangabwärts die gehemmte Solifluktion an. Bei allen Karten, in denen die gehemmte Solifluktion eingezeichnet ist, lässt sich eine durchschnittlich geringere Neigung als bei der freien Solifluktion erkennen. Höhere Strahlungswerte sind daher zu vermuten. Dies dürfte gerade im Sommerregengebiet das Pflanzenwachstum sogar fördern, da zur Zeit der höheren Niederschläge die oberen Bodenhorizonte stärker erwärmt werden (vgl. SCHRÖDER & SCHMIDT 1997, SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998, SCHRÖDER 1999 a). Die Untergrenze der flächendeckenden gehemmten Solifluktion fällt von 4 700 m am Sillajhuay auf ca. 4 100 m am Llullaillaco. Südlich der Trockendiagonale ist die gehemmte Solifluktion leider nicht genauer beschrieben, so dass hierzu keine Aussage getroffen werden kann.

Verallgemeinernde Aussagen zu Abhängigkeiten der Blockstauabildung sind schwer aus den beschriebenen Vorkommen abzuleiten. Über die Strahlungsverhältnisse kann wenig ausgesagt werden, da in allen Expositionslagen Blockstauerscheinungen zu beobachten sind. Die Form ist wie am Sillajhuay am häufigsten auf 10- knapp 30° geneigten Hängen zu finden. Weiterhin ergibt eine visuelle Abschätzung der Flächenanteile der Periglazialstufe, auf der Blockstau auftritt, dass diese vom Sillajhuay bis zum Llullaillaco tendenziell zunehmen. Weiter südlich ist hierzu keine Aussage zu treffen. Blockstau ist meist über die gesamte Vertikalerstreckung der periglazialen Höhenstufe vorzufinden. SCHRÖDER & MAKKI (1998) beschreiben die größten Blockstauterrassen in der Höhenstufe des maximalen Frostwechsels. Ob dies auch in den anderen Gebieten der Fall ist, kann anhand der vorliegenden Daten nicht überprüft werden.

Gerade zur Untersuchung der Bodenfeuchtigkeitsvorkommen ist die Verbreitung von Strukturböden interessant. Die Kernzone der Strukturbodenausbildung fällt vom Llullaillaco nach Norden von einer durchschnittlichen Höhe von ca. 5 700 m auf eine Höhe von 5 150 m bei einer gleichzeitigen Einengung (SCHRÖDER 1999 a). Da sich die Untersuchung am Sillajhuay auf die Streifenböden bezogen hat, soll sich die vergleichende Betrachtung auch auf diese Form beschränken. Hierbei sind besonders die jahreszeitlichen Unterschiede ein Problem, denn ihre Ausbildung hängt stark von der Feuchtezufuhr ab. So waren am Palpana und Miniques Streifenböden zur Zeit der Kartierung fast gar nicht vorhanden, da diese nach der trockenen Jahreszeit erfolgte (SCHRÖDER 1999 a). Vom Sairecabur, Llullaillaco und vom San Francisco liegen jedoch detailliertere Untersuchungen vor. Hier wird zwischen Grobstreifen mit einer Breite von 10 cm bis knapp einem Meter und Feinstreifen mit einer Breite < 10 cm unterschieden. Die Feinstreifen sind abhängig von einer hohen Wasserzufuhr und bilden sich häufig unterhalb von Schneeflecken. Ihre jahreszeitliche Variabilität ist noch stärker als bei den Grobstreifen, so dass sich letztere für einen Vergleich besser eignen. Sie sind ähnlich der Verhältnisse am Sillajhuay in mäßig geneigtem bis steilem Gelände (ca. 20 bis über 30°) ausgebildet, während die Feinstreifen auch

an Hangneigungen von unter 10° zu finden sind. Am Sairecabur treten Streifenböden in allen Expositionen auf, während diese am Llullaillaco vorwiegend in westlichen Expositionen verbreitet sind. Ob dies auf Strahlungseinflüsse zurückzuführen ist, lässt sich nicht sagen. SCHROTT (1994) beschreibt für das Agua-Negra-Gebiet das Vorkommen von Streifenböden ab einer Höhe von 4 200 m mit Neigungsverhältnissen zwischen 10 und 25°. Eine Unterscheidung zwischen Grob- und Feinstreifen trifft er nicht. Die Höhe der Strukturbodenoptimalausbildungszone dürfte nach den Höhenangaben von HINTERMAYR (1997) und SCHROTT (1994) vom Llullaillaco ähnlich wie nach Norden auch nach Süden wieder abfallen.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit besteht aus zwei Teilen: Der erste Teil befasst sich mit der geomorphologischen Kartierung des Cerro Sillajhuay und beschreibt die Klimamessungen. Im zweiten Teil wird die Erstellung eines interaktiven 3D-Modelles des Berges, sowie die an dem zu Grunde liegenden digitalen Geländemodell vorgenommene Diversitätsbestimmung ausgewählter Periglazialformen behandelt.

Die geomorphologische Kartierung vom Cerro Sillajhuay ist die erste weitestgehend flächendeckende Karte (einige Hänge auf der bolivianischen Seite konnten nicht eingesehen werden) eines Gipfels aus dem Sommerregengebiet der chilenischen Atacama. Die Auswahl der Signaturen erfolgte in Anlehnung an die GMK Hochgebirge (KNEISEL et al. 1998) bzw., da sie sich für das aride Periglazial als nicht ausreichend erwies (weitflächig dominiert die gehemmte Solifluktion), wurde auf die von SCHRÖDER & MAKKI (1998) am Llullaillaco entworfene Legende zurückgegriffen. Eine Kombination zwischen beiden ergab die Karte der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay.

Durch die Installation von drei Bodentemperaturmessstationen und eines Thermohygrographen in vergleichbaren Höhen (4 200 m, 4 900 m und 5 800 m) zu den Untersuchungen von SCHMIDT (1999) am Sairecabur und SCHRÖDER & SCHMIDT (1997) am Llullaillaco ist versucht worden, Daten zu bekommen, die unmittelbar in Bezug gesetzt werden können. Leider fielen die überalterten Datalogger z.T. aus, so dass nicht alle geplanten Zeitreihen integriert werden konnten. Trotzdem ergibt sich eine recht gute Übersicht über die Veränderung insbesondere der thermischen Bedingungen aus dem Bereich der Kernzone der Atacama in das Sommerregengebiet über etwa 6 Breitengrade.

Die Infrarotmessungen an der Oberfläche dienen zur Untersuchung der expositions- und materialbedingten Abhängigkeiten des Temperaturverlaufs von der Sonneneinstrahlung.

In einem weiteren Kapitel werden dann die periglazialen Höhenstufen und erste Erkenntnisse zur Morphogenese des Cerro Sillajhuay vorgestellt.

Zur Erzeugung des digitalen Geländemodells (DGM) wurde auf Grundlage einer Höhenlinienkarte mit den Programmen Arc/Info und ARCVIEW zunächst ein TIN-basiertes Höhenmodell erstellt, dessen Artefakte weitgehend beseitigt sind. Anschließend wurde es in ein rasterbasiertes Höhendatensatz umgewandelt und geglättet. Dieses Vorgehen hat sich als sinnvoll erwiesen, da das hiermit erzeugte digitale Höhenmodell die wirklichen Verhältnisse in guter Näherung wiedergibt und es mit einem zwar zeitintensiven, aber kostengünstigen Aufwand zu erstellen ist. Um das Höhenmodell nun interaktiv dreidimensional zu visualisieren, wurde der Höhendatensatz in das Programm „GOLD“, geschrieben von DIPL.-INF. STEFAN RÖTTGER, importiert, und das Luftbild auf das mit diesem Programm erzeugte Geländemodell als Textur gemapt. Nun konnte in einer Art „virtual reality“ über den Berg „geflogen“ und er aus allen Perspektiven betrachtet werden. Zu Visualisierung der Expositionsunterschiede und der Zusammenhänge der Mesoformen mit dem Relief, sowie zu Repräsentationszwecken eignet sich dieses Verfahren sehr gut. Weiterhin war es möglich Gebiete aus Perspektiven zu betrachten, die dem Forschungsteam beim Aufenthalt verborgen blieben.

Um eine Analyse der Oberflächenformen anhand des DGM durchzuführen, wurden zunächst die erstellte geomorphologische Karte unter Zuhilfenahme der georeferenzierten Luftbilder überprüft, die Ausdehnung der Mesoformen präziser abgegrenzt und nun die Flächenverhältnisse aller Periglazialformen mittels ARCVIEW bestimmt. Anhand des DGM war es möglich, die reliefbeeinflussenden Faktoren, wie die Neigung, die Exposition und die Wölbungen auszurechnen und die Strahlungsverteilung anhand ausgewählter repräsentativer Tage und Sonnenstände anzunähern. Zur Abgrenzung der Blockgletschereinzugsgebiete erwies es sich als sehr vorteilhaft, die Richtung des oberflächlichen Abflusses und die potenziellen Abflussbahnen mittels des DGM zu bestimmen. Nun konnten die Flächen der Periglazialformen und der Blockgletschereinzugsgebiete mit den ermittelten Reliefparametern und der Strahlung korreliert werden. Sehr gut eignet sich dieses Verfahren für die Mesoformen. So liegen die Blockgletscher in einer Strahlungsdefizitlage und es besteht ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Ausdehnung, den Strahlungs-, Neigungs-, und Wölbungsverhältnissen des Einzugsgebietes und der Blockgletschergröße. Die Glatt-hänge sind dagegen in allen Strahlungsbereichen zu finden und bedecken über ein Drittel des Untersuchungsgebietes. Gut abgrenzen lässt sich auch die gehemmte von der freien Solifluktion aufgrund der geringeren Neigungen und Höhen und den höheren Strahlungswerten.

Die errechneten Werte wurden anschließend zur Bestimmung der potenziellen Verteilung der Periglazialformen am gesamten Cerro Sillajhuay einschließlich der bolivianischen Seite, herangezogen. Die Vorgehensweise mit einer 3D-Visualisierung und der Errechnung der potenziellen Verteilung bestimmter Formen hat sich als sinnvoll erwiesen und stellt somit eine gute Methode zur Voruntersuchung dar.

Beim visuellen Vergleich der am Sillajhuay bestimmten Abhängigkeiten der Periglazialformen mit anderen im Gebiet der trockenen Andenhauptkette durchge-

fürten geomorphologischen Untersuchungen konnte eine recht gute Übereinstimmung festgestellt werden. Die Höhengrenzen und Verbreitung der einzelnen Formen variieren jedoch v.a. in Abhängigkeit der Niederschlags- und Temperaturwerte.

Abstract

This study consists of two sections. Its first section deals with the geomorphic mapping of the Cerro Sillajhuay and the description of the climatic survey which was carried out there. The second section deals with the creation of an interactive 3D-model of the mountain and the diversity of selected periglacial forms is ascertained. This was carried out with reference to the digital height model, which forms the basis of the above mentioned 3D-model.

The current geomorphic mapping of the Cerro Sillajhuay produces the first map of a summit in the Chilean Atacama summer rain region, which covers almost the whole area (some slopes on the Bolivian side could not be examined). Selecting the signatures was carried out with reference to GMK Hochgebirge (KNEISEL et al. 1998). As it turned out that these types of signature did not meet the requirements of arid periglacial areas (as semi-bound solifluction widely dominates the area) it became necessary to refer to a better alternative, i.e. the signature for the Llullaillaco developed by SCHRÖDER & MAKKI 1998). This map of the Cerro Sillajhuay periglacial is a combination of both signatures.

By installing three instruments to measure the surface temperature and a thermohygraph at comparable altitudes (4200 m = 14000 ft, 4900 m = 16000 ft and 5800 m = 19000 ft) used for two researches by SCHMIDT (1998) (for the Sairecabur) and SCHRÖDER & SCHMIDT (1998) (for the Llullaillaco), they made the attempt to receive data with direct reference. Unfortunately, it turned out that some of those out-of-date data logger partly ceased operation, which meant that not all planned measurement sequences could be integrated. However, one can get a quite good overview of the changes, especially of the thermal conditions between the Atacama core zone and the summer rain area comprising about 6 degrees of latitude.

Measuring the infrared ground surface temperature was carried out to analyse how far the temperature changes with reference to sun radiation, depending on exposition and material.

A further chapter introduces the periglacial height levels and shows preliminary results of the morphogenesis of Cerro Sillajhuay.

To create the digital elevation model (DEM) first a TIN-based height model was established on the basis of a contoured map using Arc/Info and ARCVIEW programmes. After having thoroughly eliminated its faults it was then transformed into a set

of height data based on screen-processing and finally flattened to get a smooth surface. Acting in this way turned out to be reasonable as the then created digital height model represents the real conditions in close approximation. Certainly this was a time-consuming activity, but inexpensive. To visualize the height model interactively in three dimensions the set of height data was imported into the so-called "GOLD" programme, which was developed by DIPL.-INF. STEFAN RÖTTGER. As a texture the aerial photograph was then mapped onto the height model created by this programme. Now it was possible "to fly" over the mountain in a kind of "virtual reality"-mode offering the user a view of it from all possible angles. This method seems to provide an excellent visualization of both the differences in exposition and the correlation between mesoforms and relief as well as a basis for demonstration purposes. Furthermore, it became possible to look at areas from viewpoints which the scientists had been unable to reach during their expedition.

In the first instance, the created geomorphic map was checked by making use of the georeferent aerial photographs in order to analyse the surface forms with reference to the DEM. Then the spatial extension of the mesoforms was more sharply outlined and finally the area ratio of all periglacial forms was determined by ARCVIEW. With the help of the DEM it became possible to calculate relief affecting factors such as slope, exposition and curvature as well as to approximate the distribution of radiation by taking into account selected days and positions of the sun. To outline the areas feeding a rock glacier the DEM proved to be a great advantage to determine the direction of the surface run-off and of the potential run-off channels. Now the areas covered by periglacial forms and those areas feeding a rock glacier could be correlated with the calculated relief parameters and with radiation. This is a suitable method for mesoforms. Rock glaciers, for example, occur in areas with a lack of radiation. Furthermore, there is a clear correlation between extension, radiation, slope and curvature of the areas which feed the rock glacier and the size of the rock glacier. Rectilinear slopes, however, can be found in the entire radiation spectrum; they cover more than one third of the area examined. According to the lower slope and elevation as well as to the higher degree of radiation it is also easy to fix the limits between semi-bound and free solifluction.

The calculated data was then referred to determine the potential distribution of the periglacial forms on the entire Cerro Sillajhuay together with the unmapped Bolivian side. Using a 3D-visualization and calculating the potential distribution of certain forms proved to be a reasonable and adequate method for preliminary research.

A visual comparison of the factors determining the periglacial forms of the Sillajhuay with other geomorphic researches carried out in the dry Andes central range was able to show quite a high degree of conformity. The specific height limits and the distribution of the individual forms, however, vary, above all in terms of precipitation and temperature.

Resumen

El estudio presente consiste en dos partes: el primero se ocupa de la cartografía del Cerro Sillajhuay y describe la medición climatológico realizado. En el segundo es tratado la construcción de un modelo 3D del Cerro, así como la clasificación de la diversidad de unas formas periglaciares escogidos que sirven de base por el modelo digital.

La cartografía geomorfológica del Cerro Sillajhuay es la primera mapa amplio superficial de una cumbre de la región con lluvia veranejo de la Atacama de Chile. La elección de las signaturas se realizó siguiendo la *GMK Hochgebirge* (KNEISEL et al. 1998) y, considerando que aquella no se evidencia suficiente por el periglacial árido (en ancha extensión domina la soliflucción lenta), se ha incluido la leyenda proyectado de SCHRÖDER & MAKKI (1998) por el Lullallaco. Del conjunto de las dos resultó la mapa presente del periglacial del Cerro Sillajhuay.

Tres estaciones de medición de las temperaturas del suelo y un termohigrógrafo fueran instalado en alturas comparables a las investigaciones de SCHMIDT (1998) al Sairecabur y SCHRÖDER & SCHMIDT (1997) al Lulliallaco (4200 m, 4900 m, 5800 m), con objetivo de ganar datos que permiten de ponerlos directamente en relación con aquellos datos que ya existen. Desgraciadamente se mostraba que los Dataloggers envejecidos fallaban en parte, así que no se pueden integrar todos los series temporales proyectados. Sin embargo resultó una síntesis bastante buena sobre la alteración especialmente de las condiciones térmicos a lo largo del gradiente desde la región central de la Atacama hasta la región de lluvia veranejo, pasando cerca de 6 grados de latitud.

Mediciones del infrarrojo superficial efectuados han servido para examinar la dependencia entre el curso de temperatura y la radiación solar condicionado de la exposición y del material del suelo.

En un capítulo suplementario los pisos periglaciares y primeros conocimientos de la génesis morfológico del Cerro Sillajhuay son presentados.

La generación del modelo digital de altura se produjo según los siguientes pasos: primero se ha producido un modelo de altura a base TIN con los programas Arc/Info y ARCVIEW sobre la base de una mapa hipsométrico. Después de eliminar sus artefactos este modelo fue transformado en datos de altura reticulados que luego fueran nivelados. Este forma de proceder se ha evidenciado conveniente, porque el modelo digital de altura generado refleja las condiciones reales en buena aproximación y porque por cierto emplea mucho tiempo para producirlo, pero gasta poco dinero. Para visualizar el modelo interactivo 3D, los datos reticulados fueran importado en el programa GOLD de Dipl.-Inf. S. RÖTTGER con que se puede implicar una fotografía aérea en el modelo. Así, en una „virtual reality“, se puede „volar“ por encima del Cerro para mirarlo de todos los perspectivas. Para la visualización de los di-

ferentes exposiciones y de los conexiones de las formas medias con el relieve, tan pronto como para presentaciones este método es apropiado. Además facilita de examinar aéreas y perspectivas que se quedan escondido a los investigadores durante su estancia en el campo.

Con el modelo fue posible de correlar la superficie de las formas periglaciares con los parámetros que influyen el relieve, como el pendiente, la exposición, y el abombamiento y acercar la distribución de la radiación de unos representativos días y alturas solares.

Para realizar esta análisis, primero se ha examinado la mápa geomorfológica con ayuda de las fotografías aéreas georeferenciadas, segundo se ha limitado más preciso la extensión de las formas medias y finalmente se han determinado las condiciones superficiales de todas las formas periglaciares con ARCVIEW. Para limitar los cuencas de los glaciares rocosos además había que determinar con el modelo la dirección del desagüe superficial y sus rutas potenciales.

Los Glaciares rocosos son situados en lugares deficitarios de radiación. Aca existe una relación evidente de la dimensión del glaciar rocoso con la ampliación, la situación de radiación, el pendiente, la exposición y el abombamiento de su cuenca. Los vertientes rectilíneas en contra se encuentran en todos los sitios independiente de la radiación y cubren un terco de la aera de investigación. La soliflucción lento y la soliflucción rápida se diferencia fácilmente por la altitud y los pendientes menores y la radiación mayor de la primera.

Los valores calculados fueran empleado por fin para determinar la distribución potencial de las formas periglaciares en todo el Cerro Sillajhuay incluido el lado boliviano. Hacer una visualización 3D y calcular la distribución potencial de formas escogidos se evidenció como proceder y representa por tanto un método bueno para sumarias.

Los resultados de este estudio se han comparado con otros de la región árido de la Cordillera principal de los Andes: Considerando las formas periglaciares del Sillajhuay y su dependencia de la radiación y los otros factores tomado en cuenta, resultan análogías. Pero la distribución de las formas particulares diferencia de altitud y de dimensión, dependiendo de la precipitación y la temperatura.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G. (1987): Die nordchilenisch-peruanische Andenwestabdachung. – Eine Landschaft der Extreme. – In: Geographische Rundschau 39, H.2: 98-106
- ABELE, G. (1993): Die Zertalung der nordchilenischen Anden in ihrer Abhängigkeit von Klima, Tektonik und Vulkanismus. – In: Innsbrucker Geogr. Studien Bd. 20, S. 15-28.
- ACEITUNO, P. (1989): On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part II: Upper-air circulation – In: Journal of Climate 2, 341-355.
- AHNERT (1996): Einführung in die Geomorphologie. Ulmer Stuttgart, 440 S.
- AMMANN, C. (1996): Aktuelle Niederschlagsmuster. Climate Change in den trockenen Anden. – In: Geogr. Bernensia, G 46, Bern, S. 81-124.
- BARSCHE, D. (1977a): Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine Permafrost environments. – In: Earth surface processes, 2,3, S. 231-245.
- BARSCHE, D. (1977b): Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. – In: Zeitschr. f. Geomorphologie 21, 1, S. 79-86.
- BARSCHE, D. (1977c): Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. – In: Zeitschr. f. Geomorphologie Suppl.-Bd. 28, S. 148-160.
- BARSCHE, D. (1983): Blockgletscherstudien, Zusammenfassung und offene Probleme. – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 133-150.
- BARSCHE, D. (1988): Rock glaciers. – In: Clark, M.J. [Ed.]: Advances in Periglacial Geomorphology. Chichester et al., S. 69-90.
- BARSCHE, D. & HAPFOLDT, H. (1985): Blockgletscherbildung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien. – In: Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, 11/12, Stuttgart, 1625-1632.
- BARSCHE, D. & HELL, G. (1975): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtél, Obernegadin, Schweizer Alpen. – In: Ztschr. f. Glkde. u. Glazialgeol. 11, Innsbruck S. 111-142.
- BARTELD, M. (1997): Beobachtungen zum meridionalen Wandel des periglazialen Formenschatzes in der Ostkordillere (Bolivien). – In: Hall. Jb. Geow., R.A., Bd. 19, Halle/Saale, S. 67-80.
- BAUMANN, G. (1993): Klimaökologie Atacama – Projektteil Vegetation. – DFG-Bericht Ri 370/1-4, Erlangen.
- BENEDICT, J.B.; BENEDICT, R.J. & SANVILLE, D. (1986): Arapaho rock glacier, Front Range, Colorado U.S.A.: A 25-year resurvey. – In: Arctic and Alpine Research 18, Colorado, S. 349-352.
- BENDIX, A. & BENDIX, J. (1997): GIS in der Klimaökologie – ein Beispiel aus dem bolivianischen Bergland. – In: Pet. Geogr. Mitt., Gotha S. 143-153.
- BÖHM, K. (1994): Synoptische Einflüsse auf das Klima des südlichen Altiplano und der Atacama Nordchiles dargestellt an Wind und Niederschlag. – Dipl.-Arb., Geogr. Inst., Erlangen.
- BÖHNER, J. (1996): Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens, Gött. Geogr. Abh. 101.
- BÖHNER, J., KÖTHE, R. & TRACHINOW, C. (1997): Weiterentwicklung der automatischen Reliefanalyse auf der Basis von Digitalen Geländemodellen. – In: Gött. Geogr. Abh. Bd. 100, S. 3-21.

- BÖHNER, J. & PÖRTGE, K.-H. (1997): Strahlungs- und expositionsgesteuerte tagesperiodische Schwankungen des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten. – In: *Peterm. Geogr. Mitt.* H. 141, S. 35-42.
- BÖHNER, J. & SCHRÖDER, H. (1999): Zur aktuellen Klimamorphologie des Tienschan – In: *Peterm. Geogr. Mitt.* H. 143, S. 17-32.
- BOLCH, T. (1999): Quantifizierung der Periglazialformen des Cerro Sillajhuay durch interaktive 3D-Visualisierung. – *Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Erlangen*, 102 S.
- BROSCHKE, K.-U. (1983): Das Glatthangrelief auf der Iberischen Halbinsel – Verbreitung, Aufbau, Genese. – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Abh. d. Akademie d. Wissenschaften in Gött., S. 241-240.
- CLAPPERTON, C.M. (1983): The Glaciation of the Andes. – In: *Quatern. Sci. Rev.*, Oxford, S. 83-155.
- ENDLICHER, W. (1983): Zur Witterungsklimatologie der Winterregen – Subtropen Chiles. – In: *Erdkunde* 37, 258-268.
- FICKERT, T. (1998): Vergleichende Beobachtungen zu Solifluktuations- und Frostmusterscheinungen im Westteil Hochasiens. – In: *Mitt. Frank. Geogr. Ges.*, Heft 60, Erlangen, 150 S.
- FISCHER, H.S. (1994): Simulation der räumlichen Verteilung von Pflanzengesellschaften auf der Basis von Standortkarten. – In: *Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes der Eidg. Tech. Hochschule, Stiftung Rübél, in Zürich*; 122)
- FRIEDRICH, K. (1996): Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, Band 21*, 177 S.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1983a): Beobachtungen zur Hang- und Wandentwicklung in der Periglazialstufe der subtropisch-semiariden Hochanden Argentiniens. – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 199-213.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1983b): Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der Argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 425-434.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1985): Höhenstufen und raumzeitliche Veränderungen in den argentinischen Anden. – In: *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 11/12, Stuttgart, 1701-1707.
- GONZALES-FERRAN, O. (1995): *Volcanes de Chile*. – Santiago.
- GORBUNOV, A. (1979): Kamennye gletschery Sailijskogo Alatau [Die Blockgletscher des Sailijskij Alatau]. – In: *Akad. Nauk SSSR [Hrsg]: Kriogennye javlenija Kasachstana i Srednei Asii*. Jakutsk, S. 5-34.
- GROSJEAN, M., MESSERLI, B. & SCHREIER, H. (1991): Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. *Erste Resultate*. – In: *Bamberger Geogr. Schriften* 11, 55-108.
- GRAF, K. (1991): Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere. – In: *Bamberger Geogr. Schriften* 11, Bamberg, 139-154.
- GRUBER, D. & KRIZ, K. (1998): DGM-Optimierung als Basis für geomorphologische Fragestellung. – In: *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie*, Band 11, Wien, S.76-80.
- HASTENRATH, S. & KUTZBACH, J. (1985): Late Pleistocene Climate and Water Budget of the South American Altiplano. – In: *Quat. Res.* 24, Washington, 249-256.

- HEINE, K. (1985): Jungquartäre Klimaschwankungen auf der Südhalbkugel – In: Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 11/12, Stuttgart, 1751-1768.
- HILLEBRAND, A.v. (1996): Der Westrand des Backaro-Beckens im Trias/Jura-Grenzbereich östlich Antofagasta (Nordchile). – In: Terra Nostra, 8/96, Köln, S. 65.
- HINTERMAYR, H. (1997): Die periglaziale Höhenstufe an der Westseite der Nordchilenischen Hochanden zwischen 22°S und 27°S. – Zulassungsarb. Erlangen, 111 S.
- HÖLLERMANN, P. (1983a): Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. In: Bonner Geographische Abhandlungen 67, S. 1-73.
- HÖLLERMANN, P. (1983b): Blockgletscherstudien in europäischen und nordamerikanischen Gebirgen. – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 116-119.
- HÖLLERMANN, P. (1983c): Verbreitung und Typisierung der Glatthänge – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 241-260.
- HÖVERMANN, J. (1973/74): Neue Befunde zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. – In: Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Ges., Sonderheft 6, 31-52.
- HOFFMANN, J.A.J. (1992): Das kontinentale Luftdruck- und Niederschlagsregime Südamerikas. – In: Erdkunde 46, 40-51.
- JENNI, B. & KAMMER, K. (1996): Jungquartäre Vergletscherungen. Climate Change in den trockenen Anden. – In: Geographica Bernensina, G46, Bern, S. 1-80.
- JORDAN, E. (1985): Holozäne Gletscherschwankungen in den bolivianischen Kordilleren. – In: Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, 11/12, Stuttgart, 1585-1609.
- KASTNER, R. (1997): Modell und Wirklichkeit – Die Lärchenwälder der Gebirgswaldsteppe in der westlichen Mongolei. – Diplomarb. Erlangen, 64 S.
- KAUFMANN, V. (1996): Der Dösenner Blockgletscher. Studienkarten und Bewegungsmessungen. – In: Arb. aus d. Inst. f. Geogr. Univ. Graz, 33, S. 141-162.
- KESSLER, A. (1985): Zur Rekonstruktion von spätglazialen Klima und Wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. – In: Zschr. Gletscherkunde und Glaziologie 21, S. 107-114.
- KIENHOLZ, H., & HAEBERLI, W. (Hrsg.), (1992): Geographische Informationssysteme in der Geomorphologie – Geographica Bernensia G 39, 74 S.
- KLAER, W. (1977): Zur Morphogenese und Formungsdynamik innerhalb des periglazialen Stockwerks der Hochgebirge Vorderasiens. In: POSER, H. (Hrsg.): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 261-274.
- KLAER, W. (1983): Die Blockgletscherfrage, ein terminologisches Problem. – In: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 120-132.
- KNEISEL, C., LEHMKUHL, F., WINKLER, S., TRESSEL, E. & SCHRÖDER, H. (1998): Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). – In: Trierer Geogr. Studien, 18, Trier, 24 S.
- KOHLER, J. & SEIFRIED, H. (1998): Die Frühgeschichte der Andenhebung im Spiegel der grobklastischen Sedimentation (Nordchile, 18°-19°S). – In: Terra Nostra, 5/98, Köln, S. 90-91.

- KOKAREV, A. SCHESTEROVA, J. & SCHRÖDER, H. (1997): Die Blockgletscher im Sällijskij Alatau des Tienschan. – In: Hall. Jb. Geow., R.A., Bd. 19, Halle/Saale, S. 81-94.
- KOKAREV, A., SCHESTEROVA, J. & SCHRÖDER, H. (1998): Srawnitelnaja charakteristika morfogeneza kamennych gletscherow Tjanschanja i Alp (Vergleichende Analyse der Blockgletscher des Tienschans und der Alpen). – In: Geographitscheskie osnovy ustoitschewogo razwitiya respubliki Kasachstan, Almaty 1998, S. 80-88.
- KOSSLER, A. & WITTMANN, S. (1996): Der marine Jura in der Küstenkordillere zwischen Iquique und Arica, Nordchile. – In: Terra Nostra 8/96, Köln, S. 75-76.
- KRAMER, W. (1998): Geochemische Variabilität mafischer Vulkanite, Zonierung und Migration des jurassischen Arcs in Nordchile zwischen 18°30' und 23°30' S. – In: Terra Nostra, 5/98, Köln, S. 91-92.
- KUGLER, H. (1974): Das Georelief und seine kartographische Modellierung. – Halle, Diss. B.
- KUHLE, M. (1987): Glazial, nival and periglazial environments in Northeastern Qinghai-Xizang Plateau. – In: HÖVERMANN, J. & WANG WEN-YING (Eds.): Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Peking, 176-244.
- KUHLEMEYER, J.J. (1998): Holozäne Landschaftsentwicklung im Nordosten der Puna von Jujuy (Argentinien). – In: Terra Nostra, 5/98, Köln, S. 95.
- LATIV, M. (1986): El Niño – Eine Klimaschwankung wird erforscht. – In: Geogr. Rundschau 38/2, S. 90-95.
- LEHMKUHL, F. (1991/92): Breitböden als glaziale Erosionsformen – ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und im Kunlun Shan (China). – In: Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glaziologie 27/28, Innsbruck, S. 51-62.
- LENZ, L. & WIEDERSICH, B. (1993): Grundlagen der Geologie und Landschaftsformen. Leipzig, Stuttgart, 384 S.
- LINDNER, W. (1993): Interpolation und Auswertung digitaler Geländemodelle mit Methoden der digitalen Bildverarbeitung. – Das Programm MODELL. – In: Vechtaer Stud. z. angew. Geogr. und Regionalwiss 9, S. 31-37.
- LOUIS, H. (1977): Allgemeine Modellvorstellung zum Entwicklungsgang gleichlaufender (homologer) Abtragungsböschungen. – In: Zeitschr. F. Geomorph., Suppl.Bd. 28, Berlin-Stuttgart, S. 1-13.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. – Berlin, New York.
- MARKGRAF, V. (1989): Paleoclimates in central and south America since 18.000 B.P. based on pollen and lake-level records. – In: Quat. Science Rev. 8, S. 1-14.
- MERCER, J.H. (1985): Changes in the ice cover of temperate and tropical South America during the last 25.000 years. – In: Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 11/12, Stuttgart, S. 1661-1665.
- MESSERLI, B. et al. (1992): Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. – In: Erdkunde 46, Bonn, S. 257-272.
- MESSERLI, B. et al. (1993): Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis. Mountain Research and Development 13, 2: S. 117-127
- MILLS, H. R. (1978): Positional astronomy and astro-navigation made easy. Cheltenham, England.
- PATTERSON, TOM (1998): 3D-Landscape Presentation _Experiments at the US National Park Service – In: Wiener Schriften zur Geogr. und Kartog., Band 11, Wien, S. 187-202.

- PORTER, S. (1981): Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile – In: *Quat. Res.* 16, S. 263-292.
- REIZNER, B. (1998): Jungquartäre Klima- und Landschaftsgeschichte der Sierra de Santa Victoria – Ergebnisse geomorphologischer und pedogenetischer Untersuchungen, Provincia de Salta, NW-Argentinien. – Dipl.-Arb., Univ. Bayreuth.
- RICHTER, M. (1993): Klimaökologie Atacama – Projektteil Klimaökologie. – DFG-Bericht, Ri 370/ S. 1-4, Erlangen.
- RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. – In: *Erdkunde* 50, Bonn, S. 205-237.
- RICHTER, M. & SCHRÖDER, H. (1998): Remarks of the paleoecology of the ATACAMA based on the distribution of recent geomorphological and phytogeographical patterns. – In: *Bamb. Geogr. Schr.* Bd. 15, S. 57-69.
- RICKENBACHER, M. (1998): Die digitale Modellierung des Hochgebirges im DGM25 des Bundesamtes für Landestopographie – In: *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie*, Band 11, Wien, S. 49-55.
- SCHÄBITZ, F. & LIEBRICHT, H. (1998): Landscape and climate development in the south-eastern part of the „Arid Diagonal“ during the last 13.000 years. – In: *Bamberger Geogr. Schr.*, 15, Bamberg, S. 359-374.
- SCHMIDT, D. (1999): Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten, *Dresdner Geographische Beiträge*, Heft 4, 122 S.
- SCHNEIDER, B. (1998): Geomorphologisch plausible Rekonstruktion der digitalen Repräsentation von Geländeoberflächen aus Höhendaten. – Diss., Phil. Fak. II, Zürich. 226 S.
- SCHRÖDER, H. (1992): Aktive Blockgletscher im zentralen Teil des nördlichen Tianshan. – In: *Perm. Geogr. Mitt.* 136, 2+3, Gotha, 109-119.
- SCHRÖDER, H. (1996): Periglazial des Llullaillaco. – Ber. DFG-Proj. SCH 379/4-2, Erlangen, 75 S.
- SCHRÖDER, H. (1998a): Subrezente und rezente Sedimente im Periglazial der Hochatacama. – In: *Erlanger Geol. Abh., Sonderbd.* 2, Erlangen 1998, S. 89.
- SCHRÖDER, H. (1998b): Das Periglazial als Indikator der Morphogenese des Hochandenkammes im Norden Chiles. – In: *Terra Nostra*, 5/98, Köln, S. 147.
- SCHRÖDER, H. (1999a): Vergleichende Periglazialmorphologie im Sommerregengebiet der Atacama. In: *Erdkunde*, Band 53, Bonn, S. 119-135.
- SCHRÖDER, H. (1999b): Geomorphologische Prozesse in holozänen Sedimenten unter dem Einfluss des Salzgehaltes in der Höhenstufe der Atacama (Chile). – In: *Zentralbl. Geol. u. Paläontol.*, Teil I, Münster 1999.
- SCHRÖDER, H., BOLCH, T. & KRÖBER, G. (1999): Limnische Sedimentationen des Holozäns im Becken von Cancosa (Provinz Iquique, Chile). – In: *Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges.*, Bd. 46, S. 217-229.
- SCHRÖDER, H., GUNJA, A. & FICKERT, T. (1996): Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan. – In: *Mitt. Frank. Geogr. Ges.*, Bd. 43, Erlangen 1996, S. 275-300.
- SCHRÖDER, H., KRÖBER, G. & BOLCH, T. (1998): Periglazial des Cerro Sillajhuay im Sommerregengebiet der Atacama (Chile/Bolivien). – Bericht DFG-Projekt Schr 379/4-5, Erlangen, 73 S.
- SCHRÖDER, H. & MAKKI, M. (1998): Das Periglazial des Llullaillaco (Chile/Argentinien). – In: *Perm. Geogr. Mitt.* 142, Gotha, S. 67-84.

- SCHRÖDER, H. MAKKI, M. & CIUTURA, M. (1996): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). – In: Mitt. Frank. Geogr. Ges., Bd. 43, Erlangen, S. 259-273.
- SCHRÖDER, H. & SCHMIDT, D. (1997): Klimamorphologie und Morphogenese des Llullaillaco (Chile/Argentinien). – In: Mitt. Fränk. Geogr. Ges., Bd. 44, Erlangen, S. 225-258.
- SCHROTT, L. (1994): Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien) – Heidelberg Geographische Arbeiten, Heft 94, Heidelberg, 199 S.
- SERVANT, M. (1984): Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30.000 years. – In: MÖRNER, N.A. & KARLEN, W. (eds.): Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis, Dordrecht, S. 117-120.
- STINGL, H. & GARLEFF, K. (1985): Spätglaziale und holozäne Gletscher- und Klimaschwankungen in den argentinischen Anden. – In: Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 11/12, Stuttgart, S.1667-1677.
- STREET, F.A. (1981): Tropical palaeoenvironments. – In: Progress in phys. Geogr., 5, London, S.157-185.
- SZEKELY, A. (1986): Vergleichende geomorphologische Untersuchungen an Vulkanen der Tropen und Randtropen – ein Beitrag zur geomorphologischen Höhenstufung. – Geoökodynamik 7, Darmstadt, S. 129-160.
- VEIT, H. (1991): Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Río Elqui (Nordchile, 30°S). – In: Bamberger Geogr. Schr. Bd. 11, Bamberg, S.81-97.
- VEIT, H. (1994): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile). Ein Beitrag zur Paläökologie der „Ariden Diagonale“ Südamerikas. – Habilitationsschrift. Univ. Bayreuth, 261 S.
- VEIT, H. (1995): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung der Zentralen Anden und ihres westlichen Vorlandes: Kenntnisstand und Probleme. – In: Geomethodica, 20, Basel, S. 163-194.
- VEIT, H. (1998): Holocene climatic changes and atmospheric paleocirculation in the northwestern part of the „Aride Diagonale“ of South America. – In: Bamberger Geogr. Schr. 15, Bamberg, S. 344-358.
- VENNEN, N.; JORDAN, E.; STABS, S.; HANAGARTH, W. & BECK, S. (1998): Kaltlufteinbrüche im Beni Bolivien. – In: Terra Nostra, 5/98, Köln, S. 167.
- VERGARA, H. (1978): Cuadrángulo Ujina. Region de Tarapacá. – Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 33, 63 S.
- VERGARA, H.L. & THOMAS, A.N. (1984): Carta geologica de Chile, 1:250.000. – Hoja Collacagua, Region de Tarapaca. – Santiago de Chile, 1984.
- VUILLE, M. (1996): Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. – Geographica Bernensia, G 45, Bern.
- WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959): Rock Glaciers in the Alaska Range. Bull. Geol. Soc. of America, 70, 4, S. 384-436.
- WEISCHET, W. (1969): Zur Geomorphologie des Glatthang-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. – In: Zeitschr. f. Geomorphologie, N.F. 13, 1, S. 1-21.
- WEISCHET, W. (1988): Die Niederschlagsbedingungen in Nordwestargentinien, speziell das Problem ihres vertikalen Wandels. – In: Jahrbuch Geogr. Gesellsch. Hannover, S. 47-64.

