

Diplomarbeit zur Erlangung des akademischen Grades eines Diplomgeographen  
an der Universität Stuttgart – Fakultät Energie-, Verfahrens- und Biotechnik

---

**Flächen- und Massenbilanzierung tropischer Gletscher in Peru  
von 1985-2008 anhand von ASTER- und Landsat-Daten  
Eine Abschätzung des glazialen Wasserspeichers in Bezug auf die  
Wasserversorgung Limas**

vorgelegt von

Fabian Drenkhan

Stuttgart, im Januar 2010

Betreuung:

Prof. Dr. rer. nat. W. D. Blümel

Institut für Geographie, Abt. Physische Geographie, Universität Stuttgart

Dr. rer. nat. J. Seidel

Institut für Wasserbau, Abt. 3 Hydrologie und Geohydrologie, Universität Stuttgart

## **Danksagung**

Folgenden Personen möchte ich im Rahmen des Zustandekommens dieser Arbeit herzlich danken:

Herrn Prof. Dr. Wolf Dieter Blümel für die konstruktiven Ratschläge zum inhaltlichen und formalen Gelingen der Arbeit im Rahmen der Betreuung

Herrn Dr. Jochen Seidel für die konstruktiven Ratschläge und die besondere Bereitschaft, im Rahmen der Betreuung auch spontan Zeit für inhaltliche Diskussionen und Analysen zu finden

Herrn Dipl.-Geogr. René Pasternak vom Institut für Navigation, Universität Stuttgart, für Hilfestellungen bei der Analyse der Satellitenszenen

Frau Regine Schlothan vom Institut für Navigation, Universität Stuttgart, für das Einrichten eines Arbeitsplatzes und Bereitstellung der Fernerkundungs-Software

Meiner Mutter Sabine Drenkhan für hilfreiche Korrekturvorschläge zu teilweise später Stunde und stets aufbauende Worte

Herrn Dipl.-Ing. Alejandro Chamorro Chávez für die Aufbereitung von Klimadaten

Herrn Dipl.-Ing. Christian León und Herrn Dr. Manfred Schuetze für das Interesse an dem Arbeitsvorhaben und an der Themenfindung im Rahmen des Projekts LiWA (Lima Water)

Herrn Dipl.-Geogr. Mauricio Espinar Barandiarán für die kundige Begleitung und Führung im Untersuchungsgebiet

Frau Andrea Tang Valdez für die spanische Sprachkorrektur und für die immer lieben, aufbauenden Worte

Herrn Dr. Karsten Pruess für die englische Sprachkorrektur



*„Auf hoher See, weit entfernt von der Küste, kann man bei klarem Wetter und günstiger Beleuchtung die gewaltigen Bergketten und ihre schneebedeckten Häupter erkennen, die während der Sommernächte im großartigen Schauspiel eines Wetterleuchtens gespenstisch aufzucken. In Lima klärt sich der Himmel im Winter gelegentlich auf und macht dann die Berge ohne ihre sommerliche Bedeckung durch riesige Cumuluswolken, die über und vor ihnen aufzusteigen pflegen, sichtbar, und jedes Mal weilt des Beschauers Auge in Ehrfurcht auf dieser erhebenden Schöpfung der Natur und der doch erdrückenden Majestät der im sanften Blau der Ferne steil aufgerichteten Bergwand.“*

(Erwin Schweigger 1959: Die Westküste Südamerikas, S. 15)

## Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis .....	I
Tabellenverzeichnis.....	II
Abkürzungsverzeichnis.....	III
Abstract (zusammengefasste Übersetzung der Arbeit auf Englisch).....	V
Resumen (zusammengefasste Übersetzung der Arbeit auf Spanisch).....	VII
Vorwort .....	1
<b>1 Einführung.....</b>	<b>1</b>
<b>2 Fragestellung und Zielsetzung .....</b>	<b>2</b>
<b>3 Einführung in das Untersuchungsgebiet.....</b>	<b>3</b>
<b>4 Stand der Forschung.....</b>	<b>6</b>
<b>5 Massenhaushalt der Gletschergebiete vor dem Hintergrund der klimatischen Situation ..</b>	<b>7</b>
<b>5.1 Jahresverlauf der großräumigen klimatischen Situation .....</b>	<b>8</b>
<b>5.2 Steuerung des Gletschermassenhaushalts durch Klima-Parameter .....</b>	<b>14</b>
<b>5.2.1 Temperatur .....</b>	<b>15</b>
<b>5.2.2 Niederschlag: Auswirkungen auf die Albedo.....</b>	<b>18</b>
<b>5.2.3 Atmosphärische Feuchte: Sublimation, Resublimation und Schmelzen .....</b>	<b>20</b>
<b>5.2.4 Bewölkung: Kontrolle der kurz- und langwelligen Strahlung .....</b>	<b>23</b>
<b>5.3 Eigenschaften und Massenbilanzierung tropischer Hochgebirgsgletscher.....</b>	<b>25</b>
<b>5.4 Die Auswirkungen von El Niño und La Niña im Zuge der Erwärmung des Pazifiks....</b>	<b>31</b>
<b>5.5 Auswirkungen von Massenhaushalts-Änderungen für die Bewohner .....</b>	<b>37</b>
<b>5.5.1 Bedrohungen für die Wasserversorgung der Bewohner .....</b>	<b>37</b>
<b>5.5.2 Steigerung des Naturgefahren-Potenzials.....</b>	<b>40</b>
<b>5.6 Synthese der dargestellten Klima-Mechanismen, ihrer Trends und Auswirkungen ....</b>	<b>41</b>
<b>6 Grundlagen und methodische Vorgehensweise der Satellitenszenen-Analyse .....</b>	<b>44</b>
<b>6.1 Grundlagen für die satellitengestützte Massenbilanz-Analyse .....</b>	<b>45</b>
<b>6.1.1 Elektromagnetisches Spektrum, solare und terrestrische Strahlung .....</b>	<b>45</b>

6.1.2	<i>Radiometrische und thermische Eigenschaften von Schnee und Eis</i>	47
6.1.3	<i>ASTER-Daten – eine Einführung</i>	48
6.1.4	<i>Landsat-Daten – Einführung und Vergleich mit ASTER</i>	50
6.2	<b>Methodische Vorgehensweise zur Ermittlung der Gletscherflächen und ihrer Volumina</b>	53
6.2.1	<i>Auswahl der Satelliten-Szenen</i>	54
6.2.2	<i>Vorprozessierung und Homogenisierung der Daten</i>	56
6.2.3	<i>Generierung eines Digitalen Höhenmodells (DHM) aus ASTER-Daten</i>	59
6.2.4	<i>Ermittlung von Schneepixeln (NDSI-Methode) und Gletscherflächen</i>	62
6.2.5	<i>Berechnung des Volumens und der Masse des Gletschers</i>	67
6.2.6	<i>Konvertierung des Volumens in ein Wasseräquivalent</i>	69
6.3	<b>Ermittlung und Vergleich von klimatisch relevanten Gletscherparametern</b>	71
6.3.1	<i>Ausdehnung und absolute Lage der Gletscherflächen in der Höhe</i>	71
6.3.2	<i>Längen-Veränderungsraten ausgewählter Gletscherzungen</i>	72
6.4	<b>Grenzen und Möglichkeiten der Fernerkundungs-Methoden</b>	72
7	<b>Darstellung und Diskussion der Ergebnisse</b>	74
7.1	<b>Ergebnisse der Flächenberechnungen und der ermittelten Gletscherparameter</b>	76
7.1.1	<i>Flächenberechnungen</i>	77
7.1.2	<i>Vergleich der Flächenveränderungen mit Klimadaten</i>	81
7.1.3	<i>Ergebnisse der Gletscherparameter-Analyse</i>	86
7.2	<b>Ergebnisse der Volumen- und Massenberechnungen</b>	90
7.3	<b>Ergebnisse der Konvertierung des Volumens in ein Wasseräquivalent – Aussagen zur Wasserversorgung Limas</b>	92
7.4	<b>Zukünftiger möglicher Trend der Gletscherentwicklung</b>	95
8	<b>Zusammenfassende kritische Auswertung der vorliegenden Arbeit</b>	98
	<b>Quellenverzeichnis</b>	<b>IX</b>
	<b>Erklärung</b>	<b>XVI</b>
	<b>Tutorial</b>	<b>A</b>

DVD (beiliegend)

Ordnerstruktur

- **GIS-Fernerkundung** (Szenen, NDSI-Flächen, DHMs u. Report/Tabellen)
- **Literatur** (verwendete und zusätzliche Literatur zum Thema)
- **Materialien** (erstellte Karten, Projekt LiWa)

## Abbildungsverzeichnis

<b>Abb. 1: Wassermangel in Peru.....</b>	<b>2</b>
<b>Abb. 2: Vegetationsgeographische Höhenzonierung der Anden auf dem Breitengrad Limas. 4</b>	<b>4</b>
<b>Abb. 3: Jahresverlauf der großräumigen klimatischen Situation in Südamerika. ....</b>	<b>10</b>
<b>Abb. 4: Monatlich gemittelter Niederschlag im Jahresgang des Untersuchungsgebiets. ....</b>	<b>11</b>
<b>Abb. 5: Temperatur-Trend in den Anden von 1939 bis 2006. ....</b>	<b>16</b>
<b>Abb. 6: Idealisierte Geometrie eines Mittelbreiten- und eines tropischen Gletschers.....</b>	<b>27</b>
<b>Abb. 7: Ablation und Akkumulation eines Gletschers der inneren und der äußeren Tropen.29</b>	<b>29</b>
<b>Abb. 8: Folgen von zerstörerischen Unwettern durch El Niño in N-Peru, nahe Sechura. ....</b>	<b>32</b>
<b>Abb. 9: Korrelation zwischen der Gletschermassenbilanz in der Cordillera Blanca (Peru) und der Meeres-Oberflächentemperatur-Anomalie in der Niño-3.4-Region. ....</b>	<b>36</b>
<b>Abb. 10: Stausee Yuracmayo (4315 m ü. M.). ....</b>	<b>38</b>
<b>Abb. 11: Aquädukt Cuevas, nahe Marcapomacocha (4350 m ü. M.).....</b>	<b>39</b>
<b>Abb. 12: Wellenlängen des elektromagnetischen Spektrums und ihre Emmitter.....</b>	<b>46</b>
<b>Abb. 13: Stereobild-Aufnahme von ASTER.....</b>	<b>50</b>
<b>Abb. 14: Spektralbereich von ASTER und Landsat 4-7. ....</b>	<b>53</b>
<b>Abb. 15: NDSI-Modell. ....</b>	<b>64</b>
<b>Abb. 16: Scaling-Theorie: Verhältnis des Skalierungs-Exponenten zum Volumen-Verlust... 69</b>	<b>69</b>
<b>Abb. 17: Gletscherflächen-Ausdehnung in Abhängigkeit von der Wahl des DHMs. ....</b>	<b>80</b>
<b>Abb. 18: Southern Oscillation Index (SOI) im Vergleich mit Daten aus dem Untersuchungsgebiet.....</b>	<b>82</b>
<b>Abb. 19: Oceanic Niño Index (ONI) im Vergleich mit Daten aus dem Untersuchungsgebiet. 83</b>	<b>83</b>
<b>Abb. 20: Höhenveränderungen der Gletscherflächen im Untersuchungszeitraum.....</b>	<b>87</b>
<b>Abb. 21: Längenveränderungsraten ausgewählter Gletscherzungen im Untersuchungsgebiet. ....</b>	<b>89</b>

## Tabellenverzeichnis

<b>Tab. 1: Temperatur-Trends in den Anden von 1939 bis 2006.</b> .....	17
<b>Tab. 2: Temperatur-Trends in den Anden in Abhängigkeit zur Höhe von 1950 bis 1998.</b> .....	18
<b>Tab. 3: Temperatur-Trends in den Anden in Abhängigkeit zur Höhe (1950-1998).</b> .....	23
<b>Tab. 4: Bewölkungs-Trends in den Anden von 1979 bis 1998.</b> .....	25
<b>Tab. 5: Wellenlängen des elektromagnetischen Spektrums und ihre Emitter.</b> .....	46
<b>Tab. 6: ASTER-Bänder und ihre Spezifikationen.</b> .....	49
<b>Tab. 7: Landsat 4/5-TM-Bänder und ihre Spezifikationen.</b> .....	51
<b>Tab. 8: Für die Untersuchung ausgewählte Landsat-Szenen.</b> .....	55
<b>Tab. 9: Für die Untersuchung ausgewählte ASTER-Szenen.</b> .....	56
<b>Tab. 10: Methodik zur Vorprozessierung von ASTER- und Landsat-Daten.</b> .....	58
<b>Tab. 11: Methodik zur DHM-Erstellung aus ASTER-Stereobildern (3N, B).</b> .....	61
<b>Tab. 12: Methodik der semi-automatisierten Gletscher-Flächenermittlung.</b> .....	67
<b>Tab. 13: Ermittelte NDSI-Schwellenwerte.</b> .....	76
<b>Tab. 14: Ermittelte NDSI-Flächen-Größen.</b> .....	78
<b>Tab. 15: Volumen-Veränderungen des Gletschergebietes.</b> .....	91
<b>Tab. 16: Massen-Veränderungen des Gletschergebietes.</b> .....	92
<b>Tab. 17: Mittlerer Verlust der Dicke und des Wasseräquivalents .</b> .....	93

## Kartenverzeichnis

<b>Karte 1: Übersicht des Untersuchungsgebietes</b> .....	3-4
<b>Karte 2: Höhenfehler der aus ASTER-Stereo-Bildern erstellten DHMs</b> .....	60-61
<b>Karte 3: Darstellung ausgewählter Gletscherflächen im multitemporalen Zeitvergleich.</b> ..	77-78
<b>Karte 4: Konsequenzen der Gletscherzungen-Veränderungen</b> .....	89-90

## Abkürzungsverzeichnis

<b>Begriff</b> <i>(englisch)</i>	<b>Ausgeschrieben</b> <i>(englisch)</i>	<b>Anmerkungen</b>
a	lat. annum (Pl. anni) = Jahr/e	<i>keine</i>
Albedo <i>(albedo)</i>	lat. albedo = „Weißheit“	Prozentualer Anteil diffus reflektierter Strahlung beim Auftreffen auf eine nicht selbst leuchtende Oberfläche, nimmt von Neuschnee über Firn zu Eis stark ab
A <i>(OLR)</i>	Ausgehende langwellige Strahlung <i>(Outgoing Longwave Radiation)</i>	wird von Erdoberfläche emittiert, Maß für Rückschluss auf den Bewölkungsgrad in der Fernerkundung
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer	Sensor auf sonnensynchronem Terra-Satelliten der NASA, 15-90 m Auflösung im VIS-TIR, im Betrieb seit 1999
ASTER GDEM	ASTER Global Digital Elevation Model	Aus den Stereo-Bildern von ASTER erstelltes global und kostenlos verfügbares Digitales Höhenmodell
DHM <i>(DEM)</i>	Digitales Höhenmodell <i>(Digital Elevation Model)</i>	digitale Darstellung der Erdoberfläche und darüber liegenden Objekten durch x-, y-, z-Koordinaten
E	Ost	-
ENSO	El Niño und Südliche Oszillation <i>(El Niño Southern Oscillation)</i>	zyklisch auftretende Strömungsumkehr der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation im tropischen Pazifik, gelangt meist zur Weihnachtszeit als Warmwasserstrom an die Küste Südamerikas
ERSDAC	Earth Remote Sensing Data Analysis Center	Forschungszentrum in Japan, Bau von ASTER in Kooperation mit NASA, Internetangebot der ASTER-Daten
FIR	Fernes Infrarot <i>(Far Infrared)</i>	Wellenlängenbereich: 15 – 1000 $\mu\text{m}$
GeoTIFF	Geographic Tagged Image File Format	auf TIFF-Format basierend, für die Speicherung räumlicher Daten, Standard für Rasterdaten
GIS	Geographisches Informationssystem <i>(Geographic Information System)</i>	z. B. Software ArcMap 9.3 von ESRI
IPCC	Zwischenstaatlicher Ausschuss für den Klimawandel <i>(Intergovernmental Panel on Climate Change)</i>	Verfasser international angesehener Berichte und Szenarien zur Auswirkung, Anpassung und Schadensbegrenzung des Klimawandels
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone <i>(Intertropical Convergence Zone)</i>	tropische Tiefdruckrinne, die (je nach Jahreszeit) zwischen $\sim 10^\circ\text{N/S}$ verläuft
KWIR <i>(SWIR)</i>	Kurzwelliges Infrarot <i>(Short-Wave Infrared)</i>	kurzwelliger Bereich des MIR Wellenlängenbereich: 1,3 – 3,00 $\mu\text{m}$

Landsat-4/5	Landsat 4/5/7 mit Thematic Mapper	sonnensynchroner Satellit der NASA mit 30-60 m Auflösung im VIS-TIR, im Betrieb seit 1982/84
MIR	Mittleres Infrarot ( <i>Middle Infrared</i> )	Wellenlängenbereich: 1,30 - 8 $\mu\text{m}$
mm N/a	Millimeter Niederschlag im Jahr	-
m ü. M. ( <i>m asl</i> )	Meter über Niveau Meeresspiegel ( <i>metre above sea level</i> )	-
NASA	National Aeronautics and Space Administration	Luft- und Raumfahrtbehörde der USA, Entwickler und Betreiber von Landsat
NDSI	Normalisierter Differenzierter Schneeindex ( <i>Normalized Difference Snow Index</i> )	Quotient aus VIS u. KWIR
NIR	Nahes Infrarot ( <i>Near Infrared</i> )	Wellenlängenbereich: 0,72 - 1,30 $\mu\text{m}$
N / NW / NE	Nord / Nordwest / Nordost ( <i>North / Northwest / Northeast</i> )	-
SEDAPAL	Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de Lima	Trink- und Abwasserdienst Lima
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú	Staatlicher meteorologischer und hydrologischer Dienst in Peru
SOI	Südlicher Oszillationsindex ( <i>Southern Oscillation Index</i> )	<i>Definition s. Kap.5.4</i>
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission	Mission der NASA im Februar 2000 zur DHM-Erstellung der Erde, global und kostenlos verfügbar
S / SW / SE	Süd / Südwest / Südost ( <i>South / Southwest / Southeast</i> )	-
TIR	Thermisches Infrarot ( <i>Thermal Infrared</i> )	Wellenlängenbereich: 8 - 15 $\mu\text{m}$
USGS	United States Geological Survey	Geologischer Dienst der USA, Internet-Angebot von Landsat-Daten
UTM	Universale Transversale Mercator-Projektion	kartesisches und konformes Koordinatensystem mit Rechts- und Hochwerten
VIS	Visueller Bereich	sichtbares Lichtspektrum Wellenlängenbereich: 0,45 - 0,72 $\mu\text{m}$
VNIR	Visuelles und nahes Infrarot ( <i>Visible and Near Infrared</i> )	Wellenlängenbereich: 0,45 – 1,3 $\mu\text{m}$
W	West	-
WGMS	World Glacier Monitoring Service	Internationaler Zusammenschluss von Wissenschaftlern, die seit 1986 Gletscher-Daten sammeln u. auswerten
WGS84	World Geodetic System	geodätisches System unter Annahme eines Ellipsoids

## Abstract

Lima, (12°1'S, 77°6'W), Capital of Peru, faces new challenges for the water supply of its inhabitants as a result of Climate Change. The city is surrounded by desert and is characterized by extremely high water stress, with continually increasing population as well as limited and unequal distribution of water resources. Lima is highly dependent on the *Río Rímac*, which brings melt- and rainwater from the Central Andes.

This diploma thesis investigates one of the outer tropical glaciated regions of the Western Cordillera (Central Andes) that is drained by the *Rímac*. Using remote sensing satellite data from ASTER and Landsat, changes of the “*Glaciers of Shullcon*” region (5758 m asl, 11°88'S, 76°05'W) have been identified in a multi-temporal time series from 1985-2008. Therefore methods of remote sensing and GIS (Geographic Information Systems) were applied, as the NDSI (Normalized Difference Snow Index) for detecting glaciated areas. I also present comparisons with additional climate data.

In this investigation, three main periods of variability of the glaciated areas could be identified. The first period ranges from **1985-1998**, and is characterized by relatively strong and eventually very strong ablation. The second period ranges from **1998-2002** and is characterized by strong accumulation, while the third period from **2002-2008** again shows patterns of quite strong ablation.

Monthly averaged precipitation data from 1995 to 2002 are compared to the long-term average of 1947-2008 for three nearby climate stations (*Casapalca, Milloc, San José de Parac*). This reveals pronounced patterns of partially low precipitation from 1997-1998, and extremely high precipitation from 1999-2001. These patterns correlate well with the SOI (*Southern Oscillation Index*) and with the most recent ENSO-events – the *El Niño* of **1997-1998** and three *La Niñas* from **1998-2001**.

The three observed main periods of variability of glaciated areas may be explained by this phenomenon. The glaciated area decreased strongly with the last *El Niño*, while it was increasing following the three *La Niña* events, and has again been decreasing since 2002.

The **total absolute area lost** by the glacier from 1985 to 2008 could be identified as  $\sim 14 \text{ km}^2$ , which corresponds to an **annually melting rate** of  $1,24 \text{ \% a}^{-1}$ . According to scaling-theory this translates into a **total absolute volume loss** of  $\sim 554 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  and a **total absolute mass loss** of  $\sim 499 \cdot 10^6 \text{ t}$  (with the assumption of a constant ice-density of  $900 \text{ kg/m}^3$ ). From this a **total averaged thickness loss** of  $\sim 12 \text{ m}$  is calculated, which corresponds to an **annually water equivalent** of  $\sim 472 \text{ mm a}^{-1}$ .

Assuming **linear or exponential trends**, it was found that, under the same climatic conditions as during the investigated time period, the glacier may completely disappear within **70-186 years**.

Against this backdrop of possible trends, the sustainability of water supply for Lima must be discussed and questioned. An initially increasing water supply due to melting could change to lower discharge within a few decades. It is necessary to address the complex system of water supply in its totality, including precipitation and ground water, as well as melt water and dammed-up lakes. It may be possible that dammed-up lakes, such as lake *Yuracmayo* in the area of interest, could provide long-term storage for the draining melt water and future rain water. Further it must be investigated to what extent climate parameters may change under Climate Change conditions, including e. g. the superficial temperature, precipitation, atmospheric humidity and cloudiness. For future estimates of glacier melting, a special focus should be placed on the energy budget, relevant for sublimation and melting processes, as well as for the ENSO-events with *El Niño* and *La Niña*.

An adaptation of Lima's water supply to the trends indicated above is unavoidable. It seems inevitable that both **social adaptation** (an economically and infrastructurally fair distribution of water throughout the city and its poor suburbs) and **technical adaptation** (damming up of more lakes, constructing more water-tunnels, improving efficiency of water consumption) must be carried out and supported by the government, the communities, and in particular the people.

## Resumen

En Lima (12°1'S, 77°6'W), capital de Perú, han surgido nuevos desafíos con relación al suministro de agua para sus habitantes, a causa del Cambio Climático. La ciudad, rodeada de desierto, se caracteriza por el extremo estrés hídrico, mientras que tiene una alta tasa de incremento de población, así como escasez de recursos hídricos que son distribuidos desigualmente. A la vez, Lima es considerablemente dependiente de agua proveniente del deshielo y de la precipitación de la corriente del río Rímac que fluye de los Andes centrales.

En esta tesis de diploma, se está investigando una de las áreas glaciares tropicales de la Cordillera Occidental (Andes centrales) que fluye al río Rímac. Mediante fotos satelitales de ASTER y Landsat, en una cadena de tiempo multitemporal, de 1985-2008, los cambios del área "*Glaciares del Shullcon*" (5758 s.n.m., 11°88'S, 76°05'W) han sido identificados y comparados con otros datos climáticos. Para ello, se utilizaba métodos de teledetección y del SIG (Sistemas de Información Geográfica), como por ejemplo el análisis de las áreas glaciares a través del NDSI (Normalized Difference Snow Index).

En el transcurso de esta investigación se han analizado tres fases principales de la oscilación del área del glaciar. La primera fase es el período comprendido entre los años **1985-1998** que se caracteriza por una ablación del glaciar inicialmente moderada hasta muy fuerte. La segunda fase comprende los años **1998-2002** y se destaca por una fuerte acumulación. La tercera fase, comprende el período de **2002-2008** y, otra vez, se caracteriza por una ablación bastante fuerte. A continuación, se han analizado las precipitaciones promedio mensuales entre 1995 y 2002, las mismas que son comparadas con el promedio mensual de 1947-2008, de tres estaciones climáticas cercanas al glaciar (*Casapalca, Milloc, San José de Parac*). Como resultado, se han obtenido algunos valores llamativos de precipitación relativamente baja en los años 1997-1998 y extremadamente alta en los años 1998-2001. Estos patrones correlacionan bien con el SOI (Southern Oscillation Index) y con los últimos eventos del ENSO (El Niño Southern Oscillation), los cuales son **El Niño** en **1997-1998** y tres veces **La Niña** entre **1998-2001**. Estas tres fases principales de la oscilación del cambio de área glaciar podrían ser explicadas por este fenómeno de ENSO, debido a que el área disminuyó fuertemente, sobre todo, con el último fenómeno "El Niño". Y después, de manera opuesta, creció fuertemente con los tres fenómenos "La Niña" y se encuentra en un estado de derretimiento desde 2002.

Asimismo, se puede decir que entre 1985 y 2008 la **pérdida total absoluta del área glaciar** podía ser calculada a **unos 14 km<sup>2</sup>** (corresponde a una **tasa de derretimiento anual** en 23 años de **1,24 % a<sup>-1</sup>**). Según la Teoría de Scaling, ello resulta una **pérdida total absoluta del volumen** de unos **554·10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>** y **de la masa** glaciar de unos **499·10<sup>6</sup> t** (presumiendo una densidad del hielo de 900 kg (m<sup>3</sup>)<sup>-1</sup>). Por lo tanto, se calcula una **pérdida del espesor total medio** de unos **12 m**, lo que corresponde a un equivalente anual de agua de unos **~ 472 mm a<sup>-1</sup>**.

Finalmente, se ha identificado que a través de una **tendencia lineal y exponencial** el glaciar, bajo condiciones climáticas de tiempo mostradas en la investigación, **podría derretirse en unos 70 hasta 186 años**.

Cabe resaltar que en el transcurso de este análisis se cuestiona el tema de la sostenibilidad del suministro del agua. Una descarga, primeramente alta que va acompañada del derretimiento, podría revertirse en una disponibilidad disminuida después de unas décadas. En forma conjunta a lo señalado, hay que identificar enteramente el sistema complejo del suministro de agua de la precipitación y la napa freática, así como el deshielo glaciar y de las lagunas ya embalsadas. Posiblemente los embalses de laguna, como en el caso de esta área de interés - la laguna Yuracmayo - pueden guardar a largo plazo el agua glaciar que está descargando y, además, las precipitaciones futuras. Pues hay que discutir en qué medida se cambian los parámetros climáticos, como la temperatura atmosférica, la precipitación, la humedad atmosférica y la nubosidad, bajo las condiciones del Cambio Climático. Para estimar el deshielo glaciar en el futuro, es necesario que un foco especial sea puesto al balance de energía del glaciar, en particular, a los procesos de la sublimación y del derretimiento, así como a los eventos del ENSO.

Para terminar, se debe mencionar que la adaptación del suministro de agua de Lima es indispensable según las tendencias señaladas. Por eso parece forzosamente necesario que se realice y sostenga una **adaptación social** (distribución justa del agua en sentido económico y infraestructural en la ciudad y sus conos pobres), así como una **adaptación técnica** (embalsar nuevas lagunas, construcción de nuevos túneles del agua, eficiencia del consumo de agua, etc.) por parte del Estado, las comunidades y la población en particular.

## Vorwort

Im vergangenen Jahr konnte ich für zehn Monate einen relativ tiefen Einblick in eine für mich noch völlig neue Landschaft und Kultur gewinnen. Mit einem Stipendium des DAAD durfte ich an der *Pontificia Universidad Católica del Perú* (PUCP) in Lima ein Austauschsemester in Geografie zwischen März und Juli 2008 absolvieren und später mit einem Praktikum noch bis kurz vor Weihnachten in diesem eindrucksvollen Land verweilen. Schon der Weg in die Megastadt Lima, den ich über Land von Ecuador aus eingeschlagen hatte, ist beeindruckend. Auf der den südamerikanischen Kontinent durchziehenden *Panamericana* fuhr ich größtenteils an der rauen Pazifikküste hunderte von Kilometern durch eine schier endlose Wüste, vorbei an Sicheldünen, von der Trockenheit plombierten Böden, und grünen, fast surreal wirkenden Flecken – den Flussoasen und künstlich bewässerten Feldern.

Von Lima aus unternahm ich mit ebenfalls interessierten Austauschstudenten und Peruanern recht schnell zahlreiche Touren. Eine der ersten Fahrten führte uns zur touristisch und in der Literatur sehr bekannten *Cordillera Blanca* (Weiße Bergkette) und nach *Huaraz*, wo wir auf über 4000 m ü. M. türkisfarbene Gletscherseen und die zu ihnen gehörenden übrig gebliebenen Gletscher betrachten konnten. Zum damaligen Zeitpunkt (Mai 2008) konnten wir den *Pastoruri* (5040 m ü. M., 11°2'S, 75°3'W) aufgrund einer temporären Schließung nicht besteigen. Der seit 2007 in zwei Teile abgetaute Rest dieses bekannten Gletschers, der zwischen 1995-2005 39% seiner Fläche verloren hat (ZAPATA LUYO 2006: 12), barg die akute Gefahr, dass sich immer wieder Eisstücke lösten. Bei einer späteren Reise im Oktober in die zentrale Kordillere der Anden nahe Huancayo war ich selbst Zeuge eines gigantischen Eisabbruches auf dem Rückweg der Besteigung des *Huaytapallana* (5550 m ü. M., 11°9'S, 75°1'W).

Im selben Monat nahm ich Kontakt auf zu dem vom BMBF finanzierten, interdisziplinären Projekt „*Nachhaltiges Management von Wasser und Abwasser in urbanen Wachstumszentren unter Bewältigung des Klimawandels – Konzepte für Lima Metropolitana (Perú)*“ ([www.lima-water.de](http://www.lima-water.de)). Meine zuvor gewonnenen, oben geschilderten Eindrücke wollte ich mit diesem Projekt produktiv verbinden. In einem Gespräch mit Christian León (Koordinationsleiter des Projekts in Peru) unterbreitete ich meine Idee. Schließlich diskutierten wir das Vorhaben, im Rahmen einer Diplomarbeit die

Problematik des starken Gletscherabschmelzens in den Anden einerseits und die der an der Wüstenküste in vielen Bereichen herrschenden (Trink-)Wasserknappheit andererseits in Beziehung zu setzen und sinnvoll verknüpft zu thematisieren.



***Abb. 1: Wassermangel in Peru.***

***links:*** Ein Tanklastwagen füllt das Wasserreservoir der Häuser in der trockenen Küstenwüsten-Stadt San Bartolo auf (~ 45 km südlich von Lima).

***mittig:*** Blick auf den See „Laguna 69“ in der Cordillera Blanca. Im Hintergrund der Gletscher Artisonraju, bereits stark zurückgeschmolzen (mit Schutt bedeckte Gletscherzunge)

***rechts:*** Wassertank im Wohngebiet Limas (Stadtteil Salamanca), der die Druckschwankungen im Wassernetz ausgleicht und ein Reservoir der Bewohner bei Wasserausfall darstellt.

Bei drei Treffen der peruanischen und deutschen Projektpartner, im November 2008 und im März 2009 in Lima sowie im September 2009 in Leipzig, konnte ich weitere Kontakte, vor allem zur peruanischen Seite schließen und Einblicke in Konzepte und Daten der Personen und Institutionen bekommen.

Mit der in der vorliegenden Arbeit dokumentierten Untersuchung zu Veränderungen des wasserspeichernden Körpers „Gletscher“ möchte ich einen Beitrag für Teilaspekte des noch bis 2013 laufenden genannten Projektes leisten.

## 1 Einführung

In Lima, Peru, ergeben sich aus verschiedenen Gründen neue Herausforderungen für die Sicherung und Verbesserung der Trinkwasserversorgung.

Zum einen leben in der Metropolregion über 8 Millionen Einwohner. Jährlich kommen rund 130.000 weitere Menschen dazu (PAINTER 2007: 7), vornehmlich durch eine starke Binnenmigration (Landflucht) und die immer noch hohe Geburtenrate. Dieses Wachstum zieht zugleich einen erhöhten Wasserbedarf mit sich. Zudem ist der Wasserverbrauch aufgrund sozioökonomischer und infrastruktureller Disparitäten extrem unterschiedlich aufgeteilt. Ein *Limeño* (Einwohner Limas) der Oberklasse verbraucht bis zu 500 l/Tag durch eine komfortable und verschwenderische Lebensweise. Hingegen bleiben manch einem Mitbürger in den meist staubigen, nicht ans Wassernetz angeschlossenen *pueblos juvenes* (informelle Hütten-siedlungen in Peru) weniger als 20 l/Tag, die keinesfalls für eine adäquate Hygiene ausreichen (mündliche Mitteilung HEIKE HOFFMANN 2009). Insgesamt sind etwa 90% der Haushalte Limas an das Wassernetz angeschlossen. Bei der geschätzten Bevölkerungsgröße bedeutet dies aber, dass immer noch rund 900.000 Menschen (entspricht nahezu Größe Kölns) ohne Wasser auskommen müssen oder sich nur über die bis zu zehnfach teureren Güter der verkehrenden Tanklastwagen versorgen können (PAINTER 2007: 9).

Zum anderen sind die natürlichen Wasserressourcen stark begrenzt. Rund 70% der Gesamtbevölkerung Perus leben auf der pazifischen, küstennahen Seite des Landes, die jedoch weniger als 2% der nationalen Wasserressourcen beherbergt. Lima liegt in dieser Region, umgeben von einer hyperariden Küstenwüste am Pazifik (12°1'S, 77°6'W, 10 mm N/a). Folglich leidet die Hauptstadt unter extremem hygrischen Stress und ist fast vollständig abhängig von externem Wasser. Nur etwa 20% der Gesamtwassermenge Limas werden aus Grundwasser gewonnen, dessen ungezügelt Ausbeutung die Gefahr einer Salinisation des Aquifers darstellt (PAINTER 2007: 6 f.). Etwa 80% des verfügbaren Trinkwassers stammen aus der Schnee- und Eisschmelze bzw. aus dem Niederschlagswasser der zentralen Anden (vgl. COUDRAIN ET AL. 2005: 930).

In einer Studie zum Risikograd von Naturkatastrophen wird Peru zwischen 1991-2000 als das Land ausgewiesen, das weltweit die achtmeisten vom Klimawandel induzierten Toten aufweist (BROOKS & ADGER 2003: 19). Die Auswirkungen des Klimawandels sind

besonders in den Anden bereits sichtbar. Rund 70% aller tropischen Gletscher weltweit liegen in Peru (VUILLE ET AL. 2008A: 80). Dort umfasste die gesamte Gletscherfläche 1991 noch 1972 km<sup>2</sup> (nach JORDAN 1991 in KASER & OSMASTON 2002: 19). Seit Ende der Kleinen Eiszeit ist aber ein rapides Schmelzen dieser Eis- und Schneemassen festzustellen, was mit der generellen Massen-Entwicklung der weltweit vorkommenden tropischen Gletscher korreliert (KASER & OSMASTON 2002: 19). Alleine in den letzten 70 Jahren hat sich die Lufttemperatur in den Anden zwischen 1°N und 23°S durchschnittlich um 0,1°C/Dekade kontinuierlich erwärmt (VUILLE ET AL. 2008A: 83). Diese und weitere Parameter haben erheblichen Einfluss auf den Gletscherhaushalt und die damit verbundene Wasserversorgung der Bevölkerung auf der pazifischen (trockenen) Seite des Landes (s. *Kap. 5.2*). Der IPCC erwähnt in seinem „Vierten Bericht zur Beurteilung des Klimawandels“ ein immer schnelleres Abschmelzen der andinen Gletscher. Für Peru weist er einen Rückgang der Gletscherfläche um 22% in den letzten 35 Jahren aus (NACH VÁSQUEZ 2004, MARK & SELTZER 2003 IN MAGRIN ET AL. 2007: 588). Ein damit verbundener langfristiger Rückgang des Wasserspeichers und -puffers „Gletscher“ und eine daraus möglicherweise resultierende Verknappung der ohnehin schon nur dürftig vorhandenen Trinkwasserressourcen in Lima hätte fatale Folgen. Zudem wären auch die hygienische Versorgung der Bevölkerung, die Sicherstellung von Lebensmitteln aus dem intensiven Bewässerungsfeldbau in den Flussoasen und die Stromerzeugung durch Wasserkraft, die mehr als 80% an der nationalen Gesamtenergieerzeugung ausmacht (PAINTER 2007: 6), (noch stärker) in Gefahr (s. *Kap. 5.5*).

## **2 Fragestellung und Zielsetzung**

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, mittels aktueller Fernerkundungs- und GIS-Methoden die Fläche und Masse eines tropischen Gebirgsgletscher-Gebietes in den Anden Perus anhand einer multitemporalen Beobachtungsreihe von 25 Jahren (1985-2008) zu ermitteln. Dazu wird eine eigene semi-automatisierte Methodik entwickelt, die es ermöglichen soll, eine eindeutige Klassifizierung der Gletscherflächen durchzuführen. Anhand der Differenz von selbst erstellten Digitalen Höhenmodellen (DHMs) unterschiedlicher Jahre soll in einem weiteren Schritt das Volumen des Gletscher-Gebietes berechnet werden. Schließlich kann eine Bilanzierung anhand der ermittelten Werte erstellt und diese mit weiteren Klimadaten vergleichend diskutiert werden. Dies soll erlauben, eine signifikante Aussage zur Wirkung der treibenden Faktoren auf mögliche Gletscherveränderungen zu treffen. Des

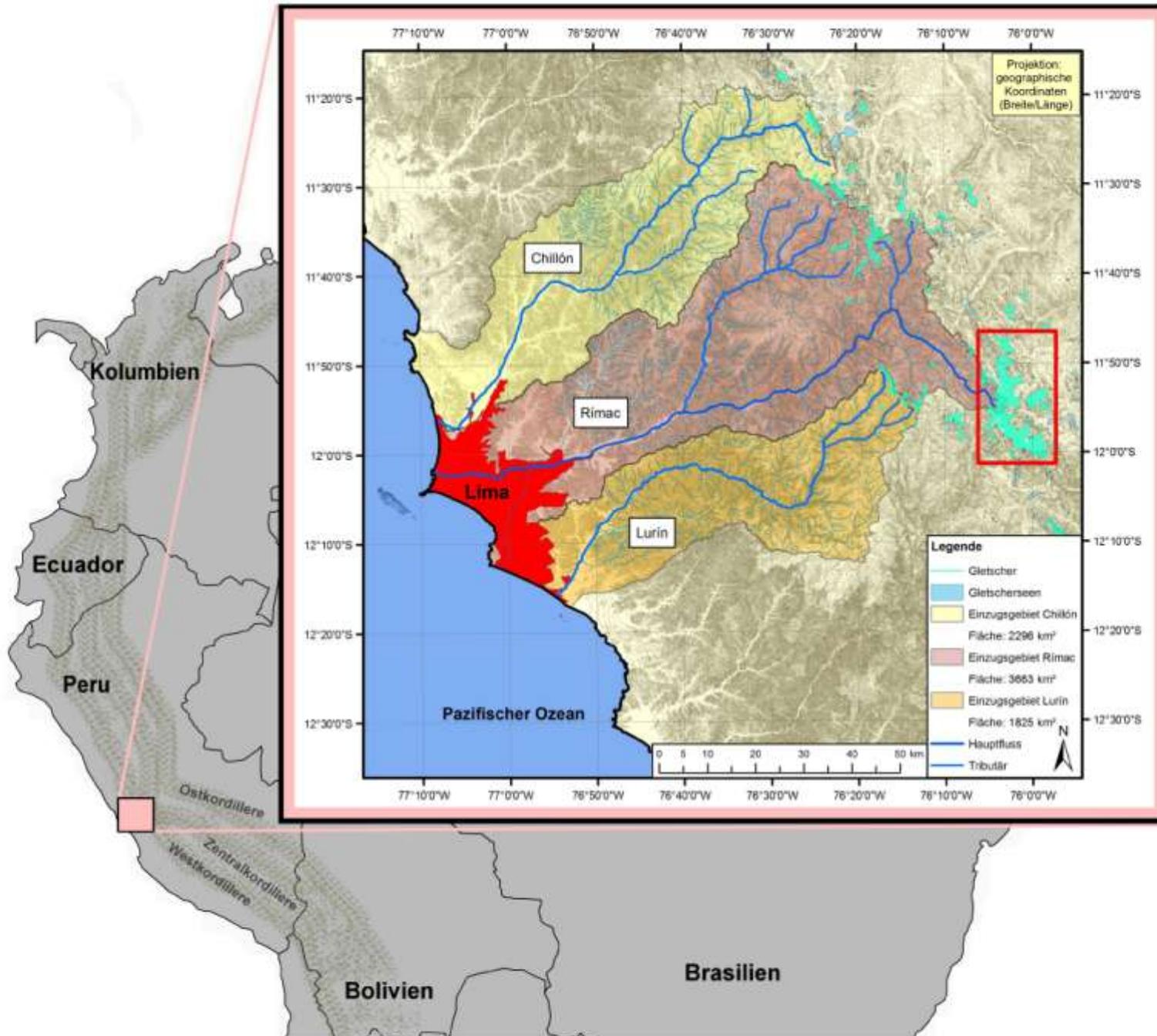
Weiteren soll mittels eines berechneten Wasseräquivalents der Zu- oder Abnahme der Gletscherdicke und des Volumens von 1985 bis 2008 eine Abschätzung zur zukünftigen Wasserversorgung Limas durch die Schnee- und Eisschmelze durchgeführt werden. Zuletzt soll rechnerisch ermittelt werden, was sich für ein zukünftiger Trend der Zunahme bzw. Abnahme der Gletscher bei Konstanz der gegenwärtigen klimatischen Bedingungen ergibt.

### 3 Einführung in das Untersuchungsgebiet

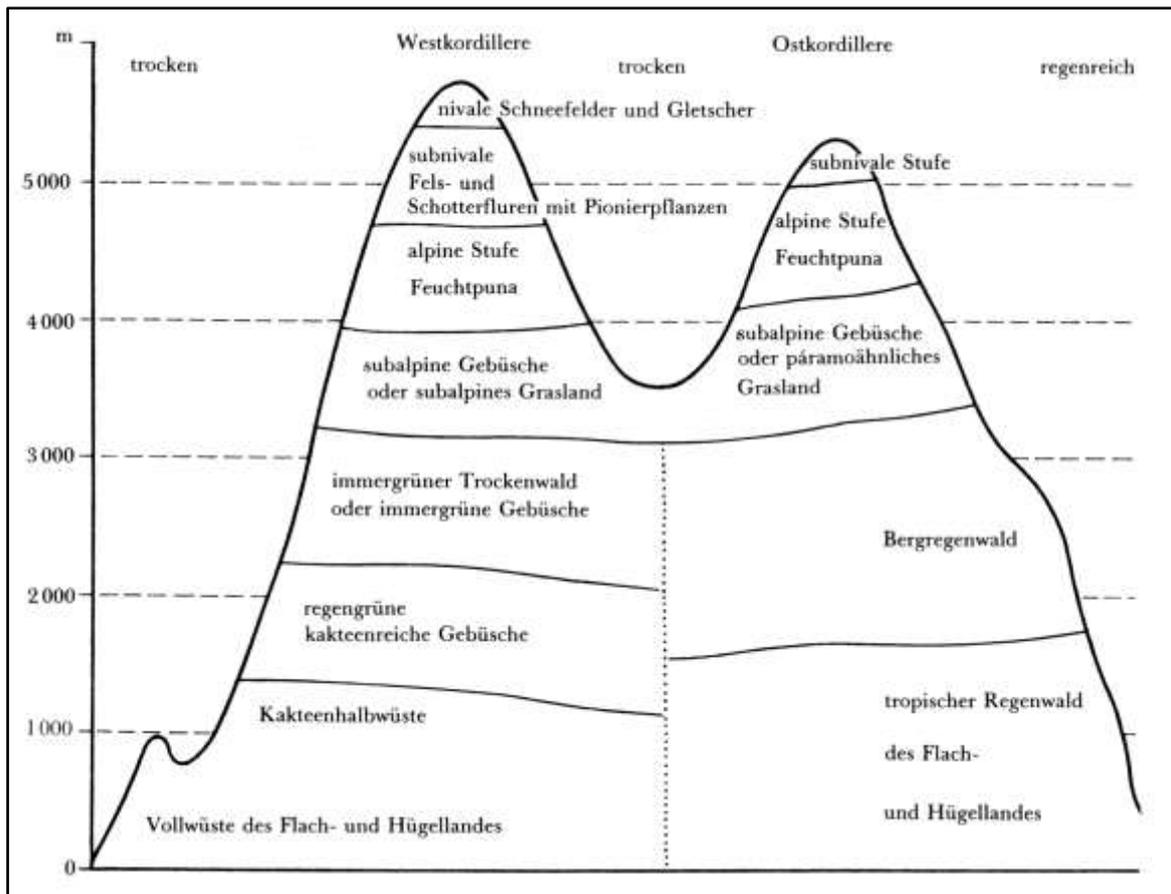
Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen  $11^{\circ}19'$  und  $12^{\circ}17'$  **südlicher Breite** und zwischen  $76^{\circ}03'$  und  $77^{\circ}12'$  **westlicher Länge** in Mittelperu in den *departamentos* („Bundesländern“) *Lima* und *Junín* (s. Karte 1). Fallbeispiel ist die Metropole Lima, Hauptstadt Perus, die ihr Wasser größtenteils aus drei Flüssen bezieht. Diese entspringen auf über 4200 m ü. M. in den westlichen Anden und fließen in Transversaltälern, quer zur Richtung der Kordilleren, die Anden-Abdachung hinunter. Über die aride Küstenwüste in die Hauptstadt entwässernd, münden sie schließlich in den Pazifik. Im Norden fließt der **Chillón** (Länge: 127 km, Einzugsgebiet: 2296 km<sup>2</sup>), im Zentrum der **Rímac** (Länge: 145 km, Einzugsgebiet: 3663 km<sup>2</sup>) und im Süden der **Lurín** (Länge: 108 km, Einzugsgebiet: 1825 km<sup>2</sup>).

Das gegenwärtige Anden-Orogen ist ein Faltengebirgssystem und geologisch als jung einzustufen. Die entscheidende Orogenese fand erst ab dem Jung-Tertiär (Mio-/ Pliozän, ab ~ 12 Mio. a) statt. Durch die Konvergenz mit der ostpazifischen Nazca-Platte kommen folglich seismische sowie vulkanische Aktivitäten vor (letztere ausschließlich in SW-Peru, z. B. Vulkan *El Misti* oder *Coropuna*). Stärkere Hebungsraten betragen einige Millimeter pro Jahr (MORALES ARNAO 2001A: 8). Auf der Breite von *Lima* (~ 12° S) gliedern sich die Anden in drei Kordilleren auf. Den Übergang von der Küstenwüste in das Gebirge stellt die steile, hoch liegende und in Teilen vergletscherte **Westkordillere** dar. Der obere Teil des Untersuchungsgebietes ist durch die glazial geprägten U-förmigen Trogtäler charakterisiert. Die Abdachung der Westkordillere weist zunächst teils tief eingeschnittene Kerbtäler, näher zum Pazifik (und *Lima*) hin aber eine Verbreiterung des Talbodens und damit Kastentäler auf. Nur wenige Kilometer weiter östlich schließen sich die durch deutlich geringere Höhen und typische Längstäler charakterisierte **Zentralkordillere** und dahinter die wiederum hoch emporragende **Ostkordillere** mit sukzessivem Übergang in das tropische Amazonasbecken an (s. Abb. 1).

# Übersicht des Untersuchungsgebietes



Darstellung der Lage des Untersuchungsgebietes im Südamerikanischen Kontinent. Auf der vergrößerten Karte sind die drei durch Lima in den Pazifik entwässernden Einzugsgebiete der Flüsse Chillón, Rímac und Lurín zu sehen. Das untersuchte Gletscherbiet des Shullcon ist rot eingrahmt.



**Abb. 2:** Vegetationsgeographische Höhenzonierung der Anden auf dem Breitengrad Limas.

Deutlich zu erkennen ist der Gegensatz der lückenhaften Vegetation des ariden Westkordillere-Fußes gegenüber der üppigen tropischen Waldbedeckung der Ostkordillere. Die Vegetationszonen der östlichen Seite liegen insgesamt etwas höher. Das Untersuchungsgebiet liegt in der Westkordillere im subnival-nivalen Bereich.

Quelle: KLOTZ ET AL. 1990: 270

Die Anden weisen einen ganz anderen Aufbau und eine unterschiedliche Gestalt als beispielweise die Alpen auf, weshalb die gängige vegetations-klimatische Höhenzonierung von kollin-montan bis alpin-nival für das Untersuchungsgebiet nicht ohne Weiteres anwendbar ist (vgl. KLOTZ ET AL. 1990: 29, s. Abb. 2). Die Westkordillere ist am Fuße von der vollariden Küstenwüste und ab etwa 1300 m ü. M. von einer Kakteenhalbwüste geprägt, bevor Trockenwald und Trockengebüsche den Übergang zur subalpinen bis subnivalen Stufe einleiten. Der subalpine Strauchgürtel liegt etwa zwischen 3300-3900 m ü. M. Kakteen kommen im nahezu gesamten Raum verteilt vor, treten in dieser Höhenstufe aber besonders in Erscheinung, wenn in der Trockenzeit viele Pflanzen der subalpinen Stufe verdorren. Mit zunehmender Höhe schließt die alpine Vegetation an. Diese wurde von HUMBOLDT bereits als *tierra helada* (span. = eisige Landschaft) und von TROLL als

*páramos* (span. = Einöden) klassifiziert. In Peru wird der Begriff *puna* (span. = Hochsteppe) verwendet. Aufgrund ihrer hohen Niederschlagswerte wird sie auch **Feuchtpuna** genannt. An diese schließen dann die zu untersuchenden Gletscher in der nivalen Stufe an (KLOTZ ET AL. 1990: 257 ff., s. Karte 1 u. Abb. 2).

Das Hauptaugenmerk dieser Arbeit richtet sich auf die sich oberhalb der Flüsse befindenden Gletschergebiete der **Westkordillere** in den Zentralanden, die Lima das ganze Jahr über mit Schmelzwasser versorgen. Im NE liegen die Gletscher der **Cordillera la Viuda** und der **Cordillera de la Corte**. Die erste Kordillere entwässert vollständig, die zweite nur aus ihrem nördlichen Teil durch den Gletscher *La Chonta* (5208 m ü. M.) in den *Chillón*. Die südliche Hälfte der *Cordillera de la Corte* (Gletscher *Cashpe*, 5205 m ü. M.) und die im E gelegenen Gletscher um den **Shullcon** (5646 m ü. M.) speisen ihr Schmelzwasser in die Zwillingsflüsse *Santa Eulalia* im Norden und *Río Blanco* im Süden (Zusammenfluss bei *Chosica*) und damit in den *Rímac* ein.

Die Kordilleren *La Viuda* und *Corte* weisen nur kleine, geringmächtige Eiskappen auf. Auch im Einzugsgebiet des *Lurín* befinden sich im untersuchten Zeitraum nur noch Reste ehemals vorhandener Gletschergebiete (Gletscher *Otohmicanan* 5228 m ü. M. und *Suerococha* 5252 m ü. M.). Aufgrund einer im Vorhinein abgeschätzten geringen Relevanz für die Wasserversorgung Limas werden die Kordilleren *La Viuda* und *Corte* und die Gletscher im *Lurín* von vornherein für weitere Untersuchungen im Rahmen der Arbeit vernachlässigt.

Der Fokus im Untersuchungsgebiet liegt auf den komplex und ausgedehnt über mehrere Bergzüge hinweg sich befindenden **27 Tal- und Plateaugletschern um den Shullcon**. Begrenzt wird dieses Gebiet in der vorliegenden Arbeit durch den Gletscher *Jaico* (5290 m ü. M.) im Norden und *Corihuasi* (5758 m ü. M.) im Süden sowie den Gletscher *Huararayoc* (5354 m ü. M.) im Westen und *Tunshu* (5660 m ü. M.) im Osten. Die Gletscher des *Shullcon* gehören zur *Cordillera Central*, die trotz der irreführenden Namensgebung in der Westkordillere (aber in den Zentralanden) liegt.

#### 4 Stand der Forschung

Die Anden und die Landschaft Perus sind bereits durch die ersten internationalen Naturforscher im 19. Jahrhundert eingehend untersucht worden. In ihren Reisebüchern und Skizzen beschreiben Wissenschaftler wie ALEXANDER V. HUMBOLDT (1802, s. *Kap. 5.1*), ANTONIO RAIMONDI (1858, 1873) und der Botaniker AUGUST WEBERBAUER (1906) den für sie unbekanntem, neuartigen Naturraum und die technisch versierte Lebensweise seiner indigenen Einwohner. Schließlich folgen meteorologische Untersuchungen von HERMANN FLOHN (1955), botanische und klimatisch-geographische Aufzeichnungen der Anden von CARL TROLL (1959, 1966, s. *Kap. 5.1*) sowie Beobachtungen zu den Meeresströmungen der W-Küste Perus und erste Erwähnung des Niño-Phänomens durch ERWIN SCHWEIGGER (1959, s. *Kap. 5.4*), um nur einige Forscher zu nennen. CÉSAR CAVIEDES (2005) hat die Niño-Erforschung in den letzten zwei Dekaden sehr vorangetrieben. Etwas neuere klimatische Untersuchungen wurden beispielsweise von W. SCHWERDTFEGGER (1976, s. *Kap. 5.1 u. 5.3*) und KURT GRAF (1986, s. *Kap. 5.1*) durchgeführt. Alle bisher genannten Autoren gehören – trotz Revisionen bestimmter Modelle und Vorstellungen – weiterhin zur Standardliteratur des andinen physisch-geographischen Raumes, weshalb auch die meisten in dieser Arbeit zitiert werden.

Trotz des frühen Beginns und Interesses am andinen Raum war ein umfassender Klimamessstations-Aufbau und eine Langzeitreihen-Messung von beispielsweise Veränderungen der Gletscher lange Zeit im Hintertreffen. Der peruanische Glaziologe BENJAMIN MORALES ARNAO war der erste, der ab den 1960er Jahren systematische Messungen an Gletschern und ihren Seen betrieb und 1979 federführend beteiligt war, ein Inventar dieser auf nationaler Ebene zu erstellen. Es folgten MARCO ZAPATA LUYO (1990), CÉSAR PORTOCARRERO (1995) und CÉSAR MORALES ARNAO (2001), der die erste peruanische Expedition auf Perus höchsten Gipfel *Huascarán* (6768 m ü. M.) in den 1950er Jahren leitete. Zunehmend wurden auch internationale Forscher aktiv. In Zusammenarbeit mit den peruanischen Partnern hat v. a. GEORG KASER (1988, 1997, 2003) seit mehr als zwei Dekaden insbesondere die Gletschervariationen und ihre Auswirkungen in der *Cordillera Blanca* untersucht, nur wenige Grad nördlich vom hier betrachteten Untersuchungsgebiet entfernt.

Bei diesen Arbeiten ist in den letzten rund zehn Jahren zunehmend die optisch immer hochauflösendere Fernerkundung hinzugezogen worden. Wichtige Untersuchungen zu

großräumigen Änderungen von Klima-Parametern in den Anden und zu ihren Auswirkungen sind auf diese Weise von MATHIAS VUILLE (1999, 2000, 2003, 2004, 2008), BERNARD FRANCOU (2004), ANNE COUDRAIN (2005) und ADINA RACOVITEANU (2008) durchgeführt worden. Der WGMS hat zusammen mit anderen Institutionen die internationale Datenbank GLIMS (Global Land Ice Measurement from Space) gegründet. Diese hat zum Ziel, die Mehrheit der weltweit über 160.000 Gletscher mit einheitlichen Fernerkundungs-Methoden zu katalogisieren und zu überwachen (RAUP ET AL. 2007: 1 f.).

Im Gegensatz zur *Cordillera Blanca* gibt es zu den nur wenige Breitengrade weiter südlich liegenden Gletschergebieten des *Shullcon* bisher noch kaum veröffentlichte Untersuchungen. Die Brüder CÉSAR MORALES ARNAO (2001B: 163) und BENJAMIN MORALES ARNAO (2001A: 9) geben ausgewählte Flächen- und Volumenveränderungen für die *Cordillera Central* an. Deren von der vorliegenden Arbeit abweichende Klassifizierung der Gebiete schließt den *Shullcon* in die *Cordillera Central* mit ein. Die Zunge des im Gesamt-Untersuchungsgebiet im SE liegenden Gletschers *Shullcon* (5646 m ü. M., 11°88'S, 76°05'W) wird seit 2002 vom WGMS überwacht, und es ist bereits ein Rückgang von fast 90 m in den Jahren 2002, 2003 und 2005 zu verzeichnen (WGMS 2008: 143). Weder bei den Brüdern MORALES ARNAO noch beim WGMS werden gemessene Zeitreihen zu Veränderungen der Gletscher und ihren Auswirkungen auf die Wasserverfügbarkeit dargestellt.

## **5 Massenhaushalt der Gletschergebiete vor dem Hintergrund der klimatischen Situation**

Um konkrete Aussagen über klimatische Veränderungen in den Anden treffen zu können und die treibenden Faktoren zu verstehen, die letztendlich den Massenhaushalt der tropischen Gletscher bestimmen, wird in *Kap. 5.1* der Blick zunächst auf die großklimatische Situation Südamerikas und dann auf die spezifische des Untersuchungsgebiets gerichtet.

Im Folgenden, in *Kap. 5.2*, werden die wichtigsten Klima-Parameter vorgestellt, ihre räumliche Verteilung in den Anden dargestellt und Änderungs-Tendenzen aufgezeigt. Die Eigenschaften der Hochgebirgsgletscher und Möglichkeiten zur Erfassung ihrer Masse werden in *Kap. 5.3* behandelt.

Die Variabilität des Gletschermassenhaushaltes kann jedoch nicht alleine mit den zuvor erläuterten Klima-Parametern erklärt werden. Erst in den letzten Jahren ist eine immer stärkere Abhängigkeit des Haushaltes von der Erwärmung des Pazifiks und von den im Zuge der Südlichen Oszillation auftretenden Phänomenen *El Niño* und *La Niña* nachgewiesen worden, die in *Kap. 5.4* erläutert werden.

Die im Rahmen des Projekts zentrale Frage der Veränderung der Trinkwasserversorgung Limas soll in *Kap. 5.5.1* im Hinblick auf die Aspekte und Ergebnisse der bearbeiteten vorigen Kapitel erläutert werden. Eine Veränderung des natürlichen hochandinen Wasserhaushaltes kann wiederum Naturgefahren in sich bergen, die in *Kap. 5.5.2* kurz angesprochen werden.

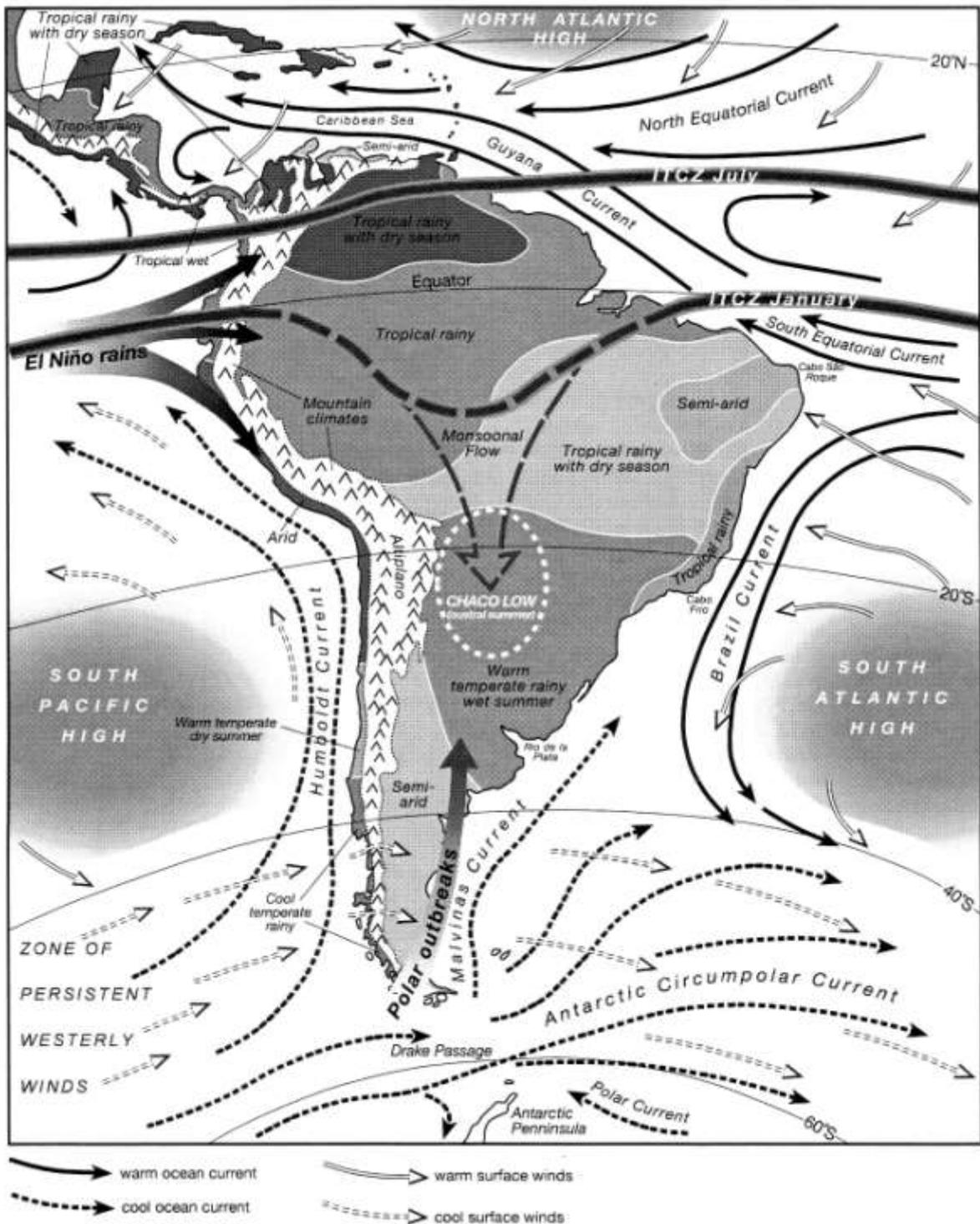
Zuletzt sollen in *Kap. 5.7* die Hauptaussagen zum Klimawandel in den Anden und zu den Auswirkungen der in *Kap. 5.1 bis 5.4* dargestellten klimatischen Situation auf die Gletscher, zu ihren Trends und Steuermechanismen sowie den in *Kap. 5.5.1* und *Kap. 5.5.2* angesprochenen Gefahren für die Bewohner in einer Synthese zusammengefasst werden.

### 5.1 Jahresverlauf der großräumigen klimatischen Situation

Im Süden des südamerikanischen Kontinents liegt im Bereich des subtropischen Hochdruckgürtels über dem Pazifik und Atlantik jeweils ein stationäres, ganzjährig stabil ausgebildetes Hochdruckgebiet (s. *Abb. 3*). Das **südpazifische Hoch** befindet sich durchschnittlich auf 30° südlicher Breite und 100° westlicher Länge, wandert im S-Sommer (*Oktober – April*), allerdings mit der S-Verschiebung der ITCZ polwärts bis auf 35°S und im S-Winter (*Mai - September*) nach N bis 25°S (SCHWEIGGER 1959: 181), also nahe an den Wendekreis heran. Das in ähnlicher Breite liegende **südatlantische Hoch** (64°W) befindet sich im S-Sommer wenige Breitengrade niedriger und erscheint schwächer als sein pazifisches Pendant, ist im S-Winter aber auf gleicher geographischer Breite stationiert und auch gleich stark ausgebildet (SCHWERDTFEGGER 1976: 3). Durch das Aufspannen der **Hadley-Zelle** zwischen dem beschriebenen südpazifischen Hoch und der äquatornahen ITCZ ergibt sich an der Westküste Südamerikas (v. a. Chile und Peru) eine küstenparallel verlaufende S- bzw. **SE-Hauptwindrichtung** (vgl. SCHWEIGGER 1959: 185).

Diese meridionale Bewegung ist der Motor der kalten, vor der Küste Perus aufquellenden Wassermassen. Schon ALEXANDER VON HUMBOLDT beschrieb bei seiner Ankunft in Lima-Callao im Oktober 1802 die gegenüber der Lufttemperatur deutlich kälteren Wassermassen, die polarer Herkunft sein müssten (VON HUMBOLDT 1969: 65). Diese Entdeckung führte schließlich zum Namen der Meeresströmung, dem **Humboldt-Strom**. HUMBOLDT selbst hatte sich immer wieder gegen die Personifizierung eines solchen Mechanismus gewehrt, in der Literatur ist der Begriff aber größtenteils erhalten geblieben (vgl. SCHWEIGGER 1959: 56). Vom südpazifischen Hoch wird polares, kaltes Tiefseewasser von den S- bzw. SW-Winden weiter nach Norden transportiert. Vom Nazca-Rücken bei San Juan (15°S) zum Auftrieb gezwungen, kühlt das hier kalte Oberflächenwasser die darüber liegenden Luftmassen stark ab. Es bildet sich eine sehr stabile Luftmassenschichtung mit Stratocumulus aus (nach KLEIN & HARTMANN 1993 in GARREAU & ACEITUNO 2007: 47). Der Land-Seeer-Gegensatz (eine bei starker Einstrahlung schnellere gegenüber langsamerer Erwärmung) verstärkt sich und damit eine einsetzende Luftmassensubsidenz. In Folge bildet sich eine sehr **stabile Inversionsschicht** aus, die Niederschlag und Konvektion unterbindet (MÄCHTLE 2007: 16 f.). Dadurch existiert eine mehr als 3000 km lange, durch die nahe liegende Küstenkordillere nur schmale, hyperaride **Küstenwüste** zwischen 30°S (SCHWERDTFEGER 1976: 189) und 7°S (TROLL 1959: 59). Die Inversionsschicht kann eine Dicke von 500-1000 m besitzen (nach GARREAU et al. 2002 in GARREAU & ACEITUNO 2007: 47), in Mittelperu geht sie meist nur bis unter 700 m ü. M., wo sich v. a. im S-Winter eine Nebelschicht bildet. Oberhalb dieser Grenzschicht sind die Luftmassen sehr trocken, unterhalb erreichen sie oft die Feuchtigkeits-Sättigungsgrenze, und es bildet sich der für die peruanische Küste typische Nieselregen *garúa* bis 30 km landeinwärts (nach LAUER & BREUER 1976 in MÄCHTLE 2007: 19). Diese Prozesse sind absolut gesondert von denen der **westlichen und zentralen Anden** zu betrachten, denn die v. a. im S-Winter stabile Inversionsschicht bei etwa 900 hPa (Anm.: ~ 880 m ü. M.) verhindert den Austausch der Luftmassen zwischen unterer und mittlerer Troposphäre und wirkt damit als Limitierung im Austausch zwischen Küsten- und Hochgebirgsklima (vgl. VUILLE 1999: 1580).

Im S-Winter (v. a. *Juni – August*) fallen im Norden Südamerikas die stärksten Niederschläge, die ITCZ liegt dann besonders weit nördlich (s. *Abb. 3*). Der zentrale Teil des Kontinentes erfährt eine **Trockenzeit**, die sich auch im feuchten Amazonasgebiet zeigt, allerdings schwächer. SCHWERDTFEGER (1976: 157) weist das jährliche



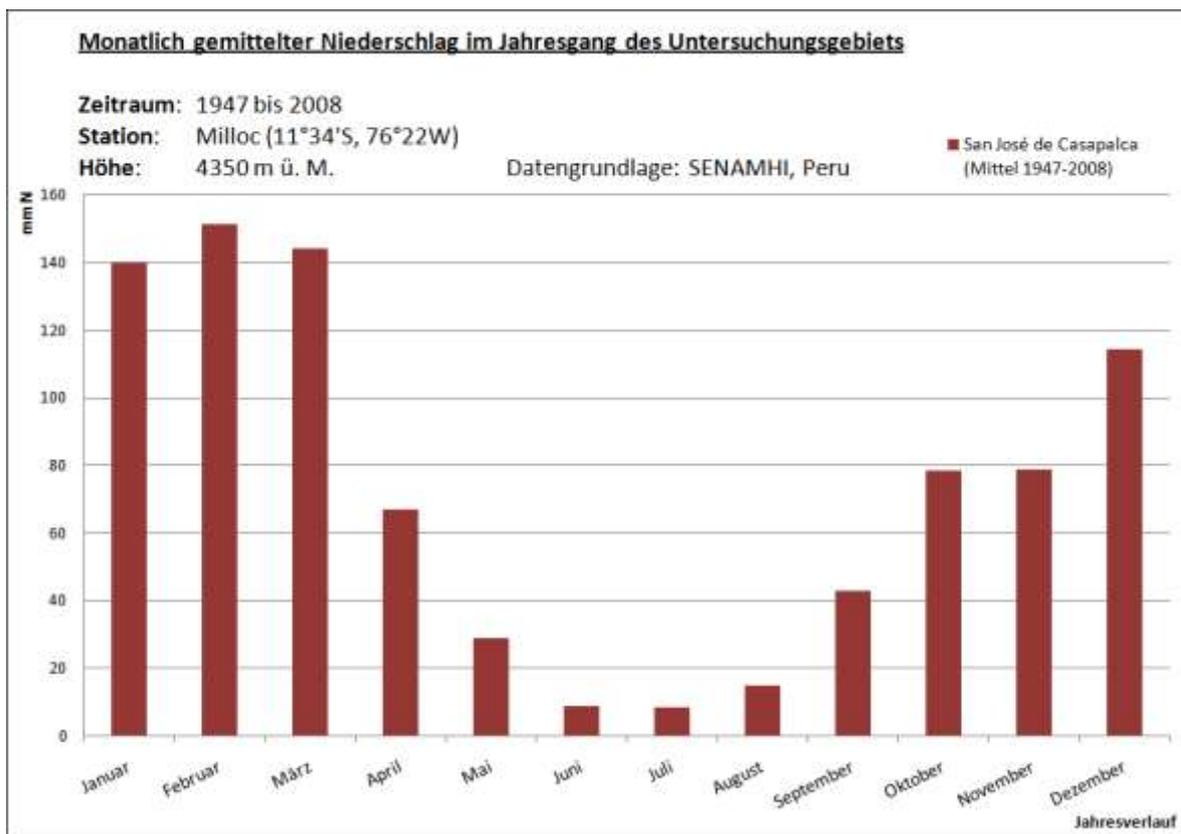
**Abb. 3:** Jahresverlauf der großräumigen klimatischen Situation in Südamerika.

Das Großklima wird zunächst durch die Verschiebungen der ITCZ zwischen Januar (bis 15°S) und Juli (bis 10°N) und die damit einhergehende Verschiebung des Südpazifischen Hochs im SW (25-35°S) und des Südatlantischen Hochs im SE (25-35°S) des Kontinent bestimmt. Zu sehen ist ebenfalls der von S nach N an der W-Küste vorbeilaufende kalte Humboldt-Strom und das von W weiter nördlich einströmende Niño-Phänomen.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Übergang von den perhumiden zu den periodisch humiden Tropen, aufgrund der ausgebildeten Trockenzeit gehört es aber zu den äußeren Tropen.

Quelle: GARREAUD & ACEITUNO 2007: 28

Niederschlagsminimum für das zentrale Hochland der Anden zwischen *Juni und August* aus, was konsistent mit den Niederschlagsdaten von SENAMHI ist (s. *Abb. 4*). Ab *Oktober* findet dann mit Beginn des S-Sommers ein meist schneller Wechsel zur **Regenzeit** hin statt, dessen Anfang auch als **Südamerikanischer Sommermonsun** bezeichnet wird. Über dem Altiplano von S-Peru und Bolivien bildet sich das hoch liegende **Bolivienhoch** aus, dessen Zentrum bei etwa 15°S und 65°W liegt (GARREAUD & ACEITUNO 2007: 47 f.). Im *Juli* stößt dieses nach N bis auf 10°S vor, im *Januar* reicht es bis etwa 20° südlicher Breite. Die ab circa 18°S wehenden W-Winde werden von der Hochdruckzelle im Gegenuhrzeigersinn abgelenkt, was im S-Sommer zu typischen **N-/E-Winden** in der zentralen Andenregion Perus und Boliviens führt (GRAF 1986: 43). Das Bolivienhoch ist im S-Sommer der Antriebsmotor für feuchte, aufsteigende Luftmassen und Konvektionsregen auf der E-Seite der Anden in Richtung Zentralanden. Zur Entstehung dieses Antizyklons führt SCHWERDTFEGER (1961 in MÄCHTLE 2007: 20) die thermische Heizfläche des Altiplanos an, die damit verbundene Destabilisierung der atmosphärischen Grundschicht, starke Konvektion und Erwärmung der mittleren und oberen Troposphäre.



**Abb. 4:** Monatlich gemittelter Niederschlag im Jahresgang des Untersuchungsgebiets.

Typisches Niederschlagsmuster im Untersuchungsgebiet mit einer ausgeprägten Regen- (Oktober-April) und Trockenzeit (Mai-September)

Quelle: erstellt nach Daten von SENAMHI

GARREAUD & ACEITUNO (2007: 49) sprechen hingegen von einem nicht-thermischen Ursprung, einer vielmehr dynamischen Antwort der Erwärmung der oberen Troposphäre über dem im E liegenden Amazonasbecken.

Die von Mai bis Juni dominanten, normalerweise aus SE kommenden **Passate** werden im S-Sommer (meist ab *Dezember*), wenn die Sonne den Wendekreis des Krebses im Zenit erreicht, von dem über NW-Argentinien liegenden **Chaco-Hitzetief** nach S abgelenkt (SCHWERDTFEGER 1976: 180). Sie bilden bei der orographisch erzwungenen Konvektion über den Ostflanken und auch noch im zentralen Teil der Anden weiter westlich hohe, sich auftürmende Cumulonimbi-Wolken, die erhebliche Niederschläge und Gewitter verursachen können. Die mit dem im S liegenden Hitzetief einhergehende maximale südliche Verschiebung der ITCZ auf etwa 15°S im *Januar* bringt bis zu dieser Breite starke (je nach Breitengrad die extremsten) Konvektionsregen mit sich (SCHWERDTFEGER 1976: 156 ff.).

Die **zentralen Anden** (~ 10°S – 30°S) stellen eine **orographisch-klimatische Barriere** als größtenteils meridional verlaufendes Gebirge dar. Es trennt die von W (Pazifik, Küstenwüste) und E (immerfeuchter Regenwald) kommenden Luftmassen und mitgeführten Niederschläge (nach GARREAUD 2000 in GARREAUD & ACEITUNO 2007: 47). Dabei ist der S-Winter v. a. durch ein trockenes, kühles W-Wind-Regime und der S-Sommer durch die bereits erwähnten feuchten, wärmeren E-Winde und zum Teil starken Niederschläge charakterisiert (nach GARREAUD 1999 in VUILLE 1999: 1581). Das **Bolivienhoch** steuert diese zwei Windregime maßgeblich durch die genannte S-Verschiebung seiner Position im S-Sommer und das Vorherrschen der feuchten E-Winde. Im S-Winter verschiebt sich sein Zentrum nach N und begünstigt trockene W-Winde, die das Vordringen der zuvor feuchten Luftmassen blockieren (VUILLE 1999: 1585). Rund 50% des jährlichen Niederschlags sind auf die vier Sommermonate (*Dezember-März*) konzentriert, im inneren und westlichen Teil der Zentralanden sind es sogar 80-90% (VUILLE & KEIMIG 2004: 3335). Die **Gliederung** in eine **horizontale** (aufgeteilt in meridionale und zonale) und **vertikale Komponente** ergibt eine sehr unterschiedliche Niederschlags-Verteilung. In einer Untersuchung der zonalen Erstreckung von 15°S bis 30°S nehmen die Niederschläge vom Rand der W-Kordillere (50-400 mm N/a) generell zur E-Kordillere (600-1000 mm N/a) stark zu. Gleichzeitig ist eine meridionale Abnahme dieser von N nach S zwischen 15°S und 23°S insbesondere in den W-Anden zu erkennen.

(VUILLE & KEIMIG 2004: 3334 f.). Außerdem ist der **Luv-Lee-Effekt** nicht außer Acht zu lassen, der aufgrund der extremen Orographie der Anden bewirken kann, dass räumlich nah beieinander liegende Gebiete von einer sehr unterschiedlichen Niederschlagsverteilung geprägt sein können (SCHWERDTFEGER 1976: 156). Die durch die E-Winde exponierten E-Seiten (Luv) der *Cordillera Blanca* weisen eine zwei- bis dreimal höhere Feuchtigkeit als die im Lee liegenden W-Seiten auf (nach JOHNSON 1976 in RACOVITEANU ET AL. 2008A: 500). Nirgendwo sonst auf der Welt als in einem solchen tropischen Hochgebirgsland herrscht eine derart **starke Diurnalität** vor (TROLL 1966: 107). Dies bedeutet eine starke bis extreme Schwankung ( $\Delta$ ) der Temperatur im Tagesgang ( $T_d$ ) gegenüber relativ konstanten Werten innerhalb eines Jahres ( $T_a$ ), also:

$$\Delta T_d > \Delta T_a$$

Die Position der 0°C-Isotherme, eine wichtige Variable für die Betrachtung der Massenbilanz bei Gletschern (s. Kap 5.2.2), schwankt dadurch in ihrer Höhe kaum (KASER & OSMASTON 2002: 21 ff.).

Das **Untersuchungsgebiet** liegt durch seine astronomische Breite (~ 12°S) gerade noch im Übergang von den inneren zu den äußeren Tropen. Es weist, wie bereits erwähnt wurde, nur geringe Temperatur-Schwankungen im Jahresgang auf, mit geringfügig höheren Werten im S-Sommer. Die durch die Verschiebung von ITCZ und Bolivienhoch erzeugte Niederschlagsvariabilität lässt sich aber in zwei Hauptperioden unterteilen, eine **Trockenzeit** im S-Winter (*Mai-September*) und eine **Regenzeit** im S-Sommer (*Oktober-April*), s. Abb. 4. Diese hygrische Saisonalität ist ein wichtiges Merkmal der **äußeren Tropen**, weshalb das Gebiet fortan als zu diesen gehörig behandelt wird. Hauptniederschläge fallen hier im Februar, kurz nachdem die ITCZ dem Gebiet am nächsten im Jahresverlauf gelegen war. Im Tagesgang bilden sich die beschriebenen Effekte der hohen Cumulus-Wolkenbildung über einer starken Heizfläche heraus, und meist am Nachmittag oder frühen Abend tritt Konvektionsregen auf (SCHWERDTFEGER 1976: 162).

## 5.2 Steuerung des Gletschermassenhaushalts durch Klima-Parameter

Vor dem Hintergrund des globalen Trends zum Gletscherschwund im 20. und 21. Jahrhundert (*s. Kap. 1*) soll sich der Fokus auf die nach aktuellem Forschungsstand vier wichtigsten steuernden und sich gegenseitig beeinflussenden Klima-Parameter **Temperatur**, **Niederschlag**, **Luftfeuchtigkeit** und **Bewölkung** richten (z. B. VUILLE ET AL. 2008A: 87). Die einzelnen Klima-Parameter sind alle stark miteinander verflochten und beeinflussen sich gegenseitig. Der Temperatur muss dabei als einer die übrigen Parameter hauptsächlich steuernden Variablen besondere Bedeutung beigemessen werden (VUILLE ET AL. 2003: 96). Gleichzeitig darf sie nicht – wie es populärwissenschaftlich meist geschieht – überbewertet als *der* Faktor angesehen werden, sondern muss vielmehr als eine Komponente im komplexen Zusammenspiel mit den drei weiteren genannten Klima-Parametern verstanden werden (FRANCOU ET AL. 2003: 11).

Bei den ermittelten Ergebnissen und aufgestellten Modellen gibt es **viele Unsicherheiten**, deren Ursache unterschiedlicher Natur ist. Es existiert kein flächenhaftes modernes Messstationen-Netz in den Anden und viele dieser Stationen sind bereits beschädigt oder aber mit sehr alten Instrumenten versehen. Deshalb wird die zunehmend höher auflösende satellitengestützte Fernerkundung immer interessanter und bietet die Möglichkeit einer flächendeckenden Messdaten-Ermittlung. Allerdings hat sie auch den Nachteil, Aussagen über wirkende Mechanismen in teilweise grober Auflösung, mit hohen Fehlerraten und dadurch nur sehr pauschal (*s. Kap. 6.4*) zu treffen (VUILLE ET AL. 2008A: 92 f.). Dargestellte Ergebnisse und Zusammenhänge zur Steuerung des Massenhaushaltes müssen also unter Vorbehalt betrachtet werden.

Außerdem ist zu klären, welche Reaktionszeiten zwischen dem Beginn einer Klimaveränderung und ihrer daraus direkt resultierenden Massenveränderung des Gletschers liegen. Aufgrund der Komplexität der klimatischen Zusammenhänge ist eine diesbezügliche Analyse nur schwer durchzuführen. Beispielsweise hat eine 20-jährige Zeitreihen-Analyse in der *Cordillera Blanca* eine direkte Temperatur- und etwa vier Jahre verzögerte Niederschlags-Korrelation mit der Veränderung der Gletscherzungen-Ausbreitung ergeben (Kaser & Osmaston 2002: 47).

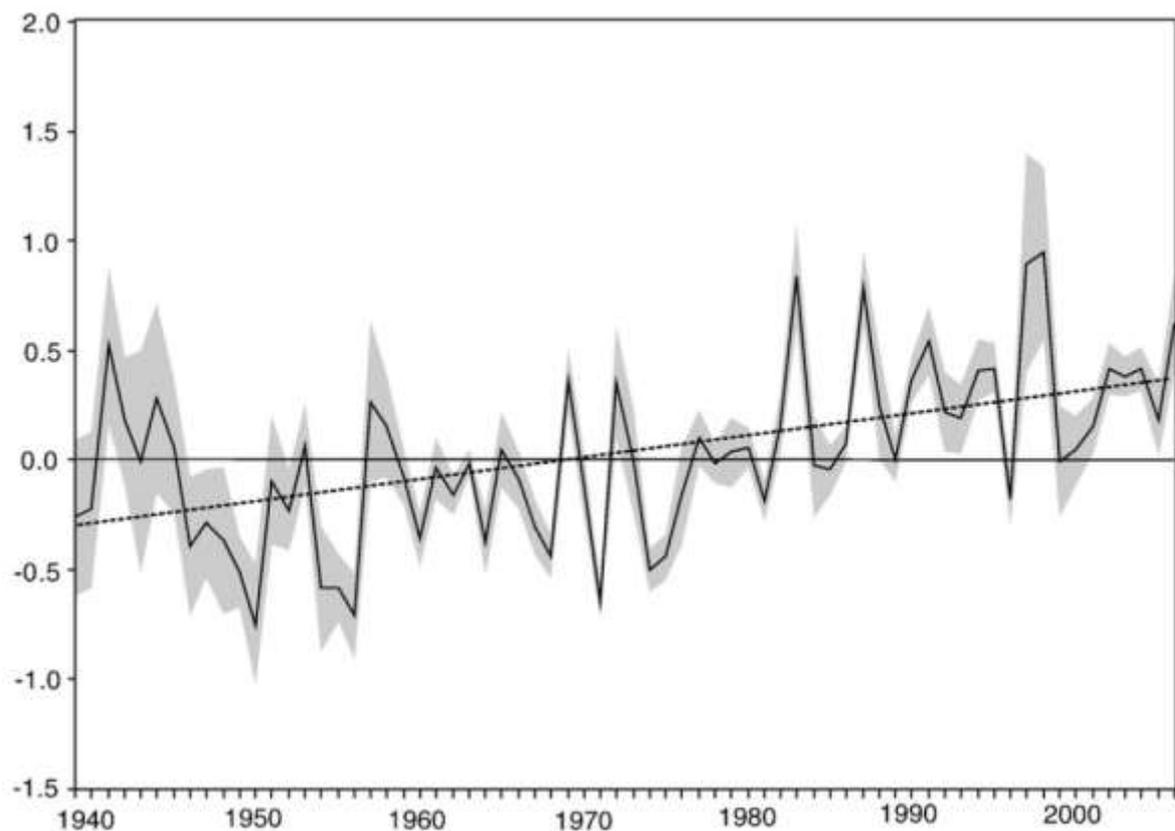
### 5.2.1 Temperatur

In den inneren Tropen nimmt die Oberflächentemperatur, die wiederum den Niederschlag steuert, den wichtigsten Steuerfaktor bei der Variabilität der Gletschermasse ein (FAVIER ET AL. 2004: 5). In einer umfassenden Untersuchung zum Temperatur-Trend in den Anden im letzten Jahrhundert haben VUILLE ET AL. (2003: 83) 277 Klimastationen zwischen 1°N und 23°S von 0 bis 5000 m ü. M. **zwischen 1950 und 1994** einbezogen. Sie kommen zu dem Ergebnis eines durchschnittlichen Temperatur-Anstieges von **0,15°C/Dekade**. Die Variabilität einzelner Jahre zeigt eine hohe Korrelation mit der ENSO-Anomalie auf (s. Kap. 5.4). In einer drei Jahre zuvor getätigten Untersuchung im selben Gebiet berichten VUILLE & BRADLEY (2000: 3887) von der Zunahme von 0,10°-0,11°C/Dekade zwischen 1939-1998, wobei die zweite Hälfte von **1974-1998** sogar eine durchschnittliche Erwärmung von **0,32°-0,34°C/Dekade** aufweist, was in etwa einer Verdreifachung entspricht, bezogen auf die erste Hälfte des Zeitraumes. Unter Einbeziehung der 2000 und 2003 ermittelten Daten haben VUILLE ET AL. (2008A: 83) eine Aktualisierung der vorigen Studien bis 2006 durchgeführt und ähnliche Ergebnisse gewonnen. Der durchschnittliche Temperaturanstieg von **1939-2006** beträgt hier **0,10°C/Dekade**. Zwischen 1951-1999 haben MARK & SELTZER (2005A: 2275) den Temperatur-Anstieg in Peru für 29 Temperatur-Stationen zwischen **9° und 11°S** (leicht nördlich vom Untersuchungsgebiet gelegen) mit **0,39°C/Dekade** berechnet, was sogar einer deutlichen Erhöhung gegenüber dem durchschnittlichen Wert für die gesamten Anden entspräche. Allerdings kommen sie auch zu dem Ergebnis, dass die Erwärmungs-Tendenz zwischen genanntem Zeitraum und 1962-1999 um 0,13°C/Dekade abgenommen hat (s. Tab. 1).

Ab Mitte der 70er Jahre des letzten Jahrhunderts ist ein starker Anstieg der Oberflächentemperatur in den tropischen Anden zu verzeichnen (s. Abb. 5), der konsistent mit globalen Beobachtungen ist (nach JONES ET AL. 1999 in VUILLE & BRADLEY 2000: 3887). Diese Entwicklung und ihre Variabilität korrelieren mit der **Erwärmung des Pazifiks seit 1976** und dem Auftreten von *El Niño* und *La Niña* (s. Kap. 5.4).

Die ermittelten Werte müssen allerdings differenziert betrachtet werden. Neben einer kleinräumlichen Analyse (z. B. zum Luv-Lee-Effekt) stellen die **horizontale** und die **vertikale Komponente** ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal in der Ausprägung des Erwärmungstrends dar (s. Tab. 2). Mit steigender Höhe nimmt dieser ab. VUILLE & BRADLEY (2000: 3887) geben für die W-Anden eine fast lineare Erwärmungstrend-

Abnahme von  $+0,39^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$  unterhalb 1000 m ü. M. auf nur noch  $+0,16^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$  oberhalb von 4000 m ü. M. an, was relevant für das ausgewählte Untersuchungsgebiet ist. Die E-Anden weisen durch die starke Beeinflussung der feuchten E-Winde andere Werte auf. Unterhalb 1000 m ü. M. kann kein signifikanter Trend und bis 2500 m ü. M. sogar eine Zunahme der Erwärmung mit der Höhe ermittelt werden. In einer neueren Untersuchung ist die Erwärmung in den höheren Lagen (außer der E-Seite) auf  $0,05^{\circ}$ - $0,20^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$  berechnet, ab 3500 m ü. M. zeichnet sich eine leichte Abnahme des Trends ab (VUILLE ET AL. 2003: 84). In den Alpen oder in Tibet hingegen nimmt der Erwärmungstrend mit der Höhe zu, möglicherweise spielen dort die ausgeprägte saisonale Schneedecke und Albedo-Effekte eine stärkere Rolle als in den tropischen Anden.



**Abb. 5:** Temperatur-Trend in den Anden von 1939 bis 2006.

Jährliche Temperatur-Abweichungen vom Mittel 1961-1990 von  $1^{\circ}\text{N}$  - $23^{\circ}\text{S}$ , zusammengestellt aus 279 Stations-Messungen. Insgesamt ist ein Trend von  $+0,10^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$  zu erkennen (gestrichelte Trend-Linie).

Quelle: VUILLE ET AL. 2008A: 84

Im „Vierten Bericht zur Beurteilung des Klimawandels“ des IPCC wird von einer möglichen Erwärmung Lateinamerikas von 2-6°C (A2-Szenario, regionalwirtschaftlich orientiert) oder vermindert von 1-4°C (B2-Szenario, regional nachhaltig orientiert) bis 2100 ausgegangen, im Vergleich zum Referenzjahr 2000 (MAGRIN ET AL. 2007: 583). Die Berücksichtigung dieser sehr groben Angabe eines großen, heterogenen Raumes soll die Dimension der Erwärmung verdeutlichen, die in globalerem Maßstab angenommen wird. Die zentralen Anden würden bei gleichbleibender Erwärmung der zuvor erwähnten  $\sim 0,15^\circ\text{C}/\text{Dekade}$  im Wertebereich des B2-Szenarios liegen. Die Temperatur als eine die übrigen Klima-Parameter vorwiegend steuernde Variable kann als verlässlicher Indikator benutzt werden, um Aussagen über den Massenbilanz-Verlauf der tropischen Gletscher und den Einfluss des Klimawandels zu treffen (VUILLE ET AL. 2003: 96).

Temperatur-Trends in den Anden (1939-2006)					
Gebiet	Höhe [m ü. M.]	unter- suchter Zeitraum	Anzahl Klima- Stationen	Trend Temperatur in Fläche [ in $^\circ\text{C Dekade}^{-1}$ ]	Autoren
Anden von 1°N – 23°S	0 - 5000	1939-2006	279	+0,10	VUILLE ET AL. 2008A: 83
Anden von 1°N – 23°S	0 - 5000	1950-1994	277	+0,15	VUILLE ET AL. 2003: 83
Anden von 1°N – 23°S	0 - 5000	1939-1998 1974-1998	278	+0,10 bis +0,11 +0,32 bis +0,34	VUILLE & BRADLEY 2000: 3887
Peruanische Anden 9°-11°S	20 - 4600	1951-1999 1962-1999	29	+0,39 +0,26	MARK & SELTZER 2005A: 2275

**Tab. 1:** Temperatur-Trends in den Anden von 1939 bis 2006.

Alle vorgestellten Autoren beschreiben den Trend der bodenoberflächlichen Zunahme der Temperatur. Je nach Autor wird der Trend verschieden hoch berechnet.

<b>Temperatur-Trends in den Anden (1950-1998) in Abhängigkeit zur Höhe</b>			
<b>geographischer Raum</b>	<b>untersuchter Zeitraum</b>	<b>Trend Temperatur mit Höhe [ in °C Dekade<sup>-1</sup> ]</b>	<b>Autoren</b>
W-/Zentralanden	1950-1994	+0,05 bis +0,20 bis 3500 m ü. M.	VUILLE ET AL. 2003: 84
W-/Zentralanden	1950-1994	geringere Zunahme ab 3500 m. ü. M.	VUILLE ET AL. 2003: 84
W-Anden	1959-1998	+0,39 bis 1000 m ü. M	VUILLE & BRADLEY 2000: 3887
W-Anden	1959-1998	+0,16 oberhalb 4000 m ü. M.	VUILLE & BRADLEY 2000: 3887
E-Anden	1959-1998	nicht signifikant bis 1000 m ü. M.	VUILLE & BRADLEY 2000: 3887
E-Anden	1959-1998	Temperatur-Zunahme mit Höhe bis 2500 m ü. M.	VUILLE & BRADLEY 2000: 3887

**Tab. 2:** Temperatur-Trends in den Anden in Abhängigkeit zur Höhe von 1950 bis 1998.

Insgesamt ist ein mit steigender Höhe geringerer Erwärmungs-Trend festzustellen.

### 5.2.2 Niederschlag: Auswirkungen auf die Albedo

Die Ermittlung von Niederschlagsdaten und die dabei vorgenommene Unterscheidung von festem (Schnee) und flüssigem Aggregatzustand (Regen) sind wesentlich, um valide Aussagen zur Massenbilanzierung eines Gletschers zu treffen. Eine besondere Rolle kommt dabei dem Auftreten von Schneereignissen zu, zum einen als potenziellem Material, das sich dauerhaft zu Eis verfestigt und somit den Gletscher nährt, zum anderen aufgrund seiner speziellen thermischen und radiometrischen Eigenschaften. **Neuschnee** weist eine kleine Korngröße und geringen Flüssigwassergehalt auf, durch die die Reflexion der solaren Strahlung besonders hoch (Albedo bis zu 95%) und somit der **Energiehaushalt der Schneedecke positiv** ist. Dies bedeutet, dass sich die Schneefläche auf maximal 0°C erwärmt (SCHUSTER 2007: 14 f., s. Kap. 6.1.2). Dies bedeutet, dass die Ablationsrate des von viel Neuschnee bedeckten Gletschers extrem gering ist, wohingegen bloß blankes Eis aufweisende Gebiete die atmosphärische Strahlung erheblich absorbieren (Albedo < 45%)

und somit verstärkten Schmelzprozessen unterworfen sind. Bei der Betrachtung der Variabilität der Gletscherschmelze in den **äußeren Tropen** benennen FAVIER ET AL. (2004: 5) den Niederschlag und die von ihm hauptsächlich gesteuerte **Albedo** als einen **meteorologischen Schlüsselwert**. Die Massenbilanz eines Gletschers kann in direkter Relation zur Niederschlagsmenge stehen, wenn letztere ab gegebener Höhe nur noch als Schnee fällt.

Untersuchungen zu Veränderungen der Niederschlagsmengen in den Anden in der **horizontalen Komponente** sind in der Literatur mit nur vagen Aussagen zu finden. Im Bericht des IPCC wird von dem generellen Trend zur Niederschlags-Abnahme in N- (innere Tropen) und S-Peru (äußere Tropen) und im NW von einer Zunahme gesprochen (MAGRIN ET AL. 2007: 588). Andere Autoren, wie VUILLE ET AL. (2003: 81 f.), erwähnen, dass es kein klares Muster gebe, das Rückschlüsse auf zu- oder abnehmende Niederschlagsmengen zulasse. In ihren Untersuchungen der gesamten Anden-Kordillere (s. Kap. 5.2.1) gibt es aber schwache Tendenzen einer **Zunahme** in N- und **Zentralperu (5-11°S)**, also in dem Gebiet, das nördlich an den Untersuchungsraum heranreicht. Dies widerspricht den Aussagen des IPCC. Gleichmaßen nennen sie aber auch die (vorsichtiger ausgedrückte) Tendenz der Niederschlagsmengen-Abnahme in S-Peru und zur Grenze Boliviens hin. Diese Aussagen sind allerdings nur für den S-Sommer gültig, während im S-Winter eine generelle Zunahme zu erkennen ist.

Bei der Betrachtung der **vertikalen Komponente** fällt auf, dass im Gegensatz zur Temperatur (s. Kap. 5.2.1) **kein Trend der Niederschlagsmengen-Abhängigkeit mit der Höhe** (0–5000 m ü. M., exklusive Wertebereich 1000–2000 m ü. M.) im Gelände existiert (VUILLE ET AL. 2003: 83). Die Linie, die die vertikale Ausprägung im Gebirge von Regen- und Schneereignissen trennt, wird als **Regen-Schnee-Linie** bezeichnet. Diese muss nicht der 0°C-Isotherme entsprechen. Die beste Korrelation zwischen höchster Albedo und häufigen Schneereignissen ergibt sich bei Untersuchungen am Gletscher Antizana 15 (0°28'S, Ecuador) bei einem Schwellenwert von **0,5°C** (nach FAVIER ET AL. 2004 in FRANCOU ET AL. 2004: 8). Schon jetzt gibt es Indizien für ein vor allem thermisch induziertes Steigen der Regen-Schnee-Linie, was zunehmend Regen im Ablationsgebiet und damit eine Verringerung der Albedo und Verstärkung von Schmelzprozessen zur Folge hat (VUILLE ET AL. 2003: 87). Allerdings relativieren KASER & OSMASTON (2002: 41) diese Aussage, indem sie davon ausgehen, dass die in den äußeren Tropen über der

0°C-Isotherme gelegene Gleichgewichtslinie durch höher stattfindende Regenereignisse trotzdem noch nicht von einer Positionsänderung betroffen sein wird. Solange dies gewährleistet ist, wäre der Gletscher zumindest keiner Verkleinerung seines Akkumulationsgebietes ausgesetzt.

VUILLE ET AL. (2003: 87 f.) schließen im selben Artikel allerdings bereits aus, dass die bisherige leichte Veränderung der Niederschlagsverteilung als Haupt-Steuerfaktor beim beobachteten allgemeinen Schwund andiner Gletscher angesehen werden kann. Dafür sei sie noch zu gering, lediglich in S-Peru könnte der beobachtete (aber wenig signifikante) Niederschlags-Rückgang im S-Sommer einen negativen Einfluss auf die Massenbilanz haben. Bei der Betrachtung von Niederschlagsmustern und ihren Veränderungen sind die Telekonnektionen mit Anomalien der Meeresoberflächen-Temperatur im Pazifik nicht zu vernachlässigen, die als Extremphänomene unter dem Begriff *El Niño* und *La Niña* bekannt sind (s. Kap. 5.4 u. 7.1.2).

### 5.2.3 Atmosphärische Feuchte: Sublimation, Resublimation und Schmelzen

Die atmosphärische Feuchte steuert erheblich den Energieumsatz an der Gletscheroberfläche (FAVIER ET AL. 2004: 1). Dabei stellen die Sublimation und das Schmelzen essentielle Prozesse dar, die über den Wasserdampfdruck-Gradienten zwischen Schnee/Eis und bodennaher Luftschicht gesteuert werden. Obwohl dabei der Fokus auf dem Feuchtegehalt der Luft liegt, ist wiederum zu betonen, dass dieser nicht völlig getrennt von anderen Faktoren betrachtet werden kann. Insbesondere Temperatur, Windfluss und Bewölkungsgrad sind weitere wichtige Variablen bei der Steuerung beider im Folgenden aufgeführten Prozesse (vgl. BARRY 2008: 333):

- **Sublimation**

Dies ist der direkte Phasenwechsel vom festen in den gasförmigen Aggregatzustand, der als Spezialfall der Evaporation über Schneeflächen angesehen werden kann (BARRY 2008: 329). Dazu benötigt das Eis eine starke energetische Anregung (z. B. Sonneneinstrahlung) und nimmt die Sublimationswärme auf, die sich aus **Schmelz- und Verdampfungswärme** zusammensetzt. Dies geschieht in Form von latenter Wärme, wodurch nach dem Phasenwechsel im Medium Eis-Gas keine Temperaturänderung stattfindet. Die

gasförmige Feuchte kann über der Gletscheroberfläche „verweilen“ und u. U. wieder als Eis angelagert werden. Diese Umkehrung wird **Resublimation** genannt.

- **Schmelzen**

Der Übergang vom festen in den flüssigen Aggregatzustand wird als Schmelzen bezeichnet. Dazu wird lediglich die **Schmelzwärme** als latente Energie aufgewendet, und die Gletscheroberfläche verliert an Masse durch direktes Abführen von Wasser.

Beide Prozesse bedeuten zunächst einen Massenverlust des Gletschers, der jedoch in stark unterschiedlichem Maße ablaufen kann. Die Sublimation stellt einen energieraufwändigeren Phasenübergang als das Schmelzen dar, da bei ihr zusätzlich noch die Verdampfungswärme benötigt wird. Von der eingehenden energiereichen Solarstrahlung wird durch die **Sublimation** einer gegebenen Eismasse etwa **achtmal mehr Energie** (VUILLE ET AL. 2003: 77) verbraucht als bei deren **Schmelzen** und somit eine sonst höhere Ablation verhindert (vgl. FRANCOU ET AL. 2004: 11). Außerdem besteht die Möglichkeit der Resublimation, die die gasförmige Feuchte am Gletscher hält und wiederum eine Eisanlagerung bewirken kann, wohingegen ein einfacher Schmelzprozess das Eis als Wasserfluss direkt vom Gletscher abführt. Dieser Gesamtzusammenhang bedeutet also in doppelter Hinsicht, dass **starke Sublimationseffekte zu Lasten von Schmelzprozessen** eine **ausgeglichene oder sogar positive Massenbilanz** fördern (s. Kap. 5.4).

Inwieweit die Gletscheroberfläche nun vorwiegend der Sublimation oder dem Schmelzen unterworfen ist, hängt von verschiedenen Faktoren ab. Eine **geringe atmosphärische Feuchte**, wie sie typischerweise in der Trockenzeit im Untersuchungsgebiet vorkommt, erhöht den Wasserdampfdruck-Gradienten zwischen Schnee und Bodenluft und fördert damit die **Sublimation**. Diese verbraucht einen Großteil der vorhandenen Energie, die dann nicht mehr für Schmelzvorgänge zur Verfügung steht. Deshalb treten erhöhte Ablationsraten auch nicht in der Trockenzeit, sondern in der Regenzeit auf (FAVIER ET AL. 2004: 3 f.). Die Windgeschwindigkeit ist für den Wärmefluss entscheidend. Hohe Windgeschwindigkeiten, wie z. B. bei den vorherrschenden E-Winden, fördern den latenten und fühlbaren Wärmefluss und damit eine Energieanreicherung, die zur erhöhten Sublimation führen kann (FRANCOU ET AL. 2004: 7).

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass Sublimation an der Gletscheroberfläche vorwiegend durch kalte, trockene Luft und hohe, oft turbulente Windgeschwindigkeiten gefördert wird, während Schmelzprozesse bei einem warm-feuchten Klima mit geringem, laminarem Windfluss überwiegen (vgl. BARRY 2008: 333 ff.). Die erste beschriebene Situation liegt zum Teil bei *El Niño* vor, die zweite teilweise bei *La Niña* (s. Kap. 5.4).

Bis heute gibt es nur wenige Belege für Veränderungen von Feuchtigkeits-Trends in den Anden (s. Tab. 3). Dort existieren bisher **keine kontinuierlichen Langzeit-Messungen** (VUILLE ET AL. 2008A: 84). In der umfassenden Untersuchung zu Klima-Parameter-Trends in den Anden von 1°N bis 23°S (s. Kap. 5.2.1) haben VUILLE ET AL. (2003: 84 f.) eine Zunahme der relativen Luftfeuchtigkeit von 0-2,5%/Dekade für den Zeitraum 1950-1994 mit CRU05-Daten (*Climate Research Unit*, „05-Daten“ bedeutet: interpoliert auf 5° · 5°-Raster) ermittelt. Die Verteilung dieses Trends schwankt nicht saisonal, jedoch stark in ihrer horizontalen Komponente. Während Höchstwerte in N-Ecuador sowie S-Kolumbien und moderate Trends in S-Peru, N-Chile und W-Bolivien auftreten, scheinen die E-Anden sehr geringe oder sogar negative Werte (Feuchtigkeits-Abnahme) aufzuweisen. Im Zeitraum von **1979-1995** zeigt nur Zentral-Peru – und damit auch das **Untersuchungsgebiet** – eine signifikante **Zunahme der relativen Feuchte** von etwa **1-2%/Dekade** (VUILLE ET AL. 2003: 85 f.). Alle ermittelten Daten sind allerdings vorsichtig und kritisch zu betrachten, auch da die Klimastations-Messwerte teilweise mit synthetischen Daten interpoliert sind (nach NEW ET AL. 2000 in VUILLE ET AL. 2003: 85).

Neben dem Temperatur-Anstieg wird die Zunahme der relativen Feuchtigkeit als hauptverantwortlich für den Gletscherrückgang angesehen (VUILLE ET AL. 2003: 94 f.).

<u>Feuchtigkeits-Trends in den Anden (1950-1995)</u>			
geographischer Raum	untersuchter Zeitraum	Trend relat. Feuchtigkeit [ in % Dekade <sup>-1</sup> ]	Autoren
Anden von 1°N – 23°S	1950-1994	0 bis +2,5	VUILLE ET AL. 2003: 85
S-Peru N-Chile W-Bolivien	1950-1994	0,5 bis +1,0	VUILLE ET AL. 2003: 85
E-Anden	1979-1995	tlw. < 0	VUILLE ET AL. 2003: 85 f.
Zentral-Peru	1979-1995	~ +1,0 bis +2,0	VUILLE ET AL. 2003: 86

**Tab. 3:** Temperatur-Trends in den Anden in Abhängigkeit zur Höhe (1950-1998).

Signifikante Feuchtigkeits-Trends sind nur schwer nachzuweisen. Im Untersuchungsgebiet scheint es eine Zunahme der relativen Feuchte zwischen 1979 und 1995 gegeben zu haben.

#### 5.2.4 Bewölkung: Kontrolle der kurz- und langwelligen Strahlung

Die Ausbildung einer Wolkendecke hat durch die Steuerung der eingehenden Solarstrahlung eine wichtige Wirkung auf vor allem das regionale und saisonale Klima in den Anden. Ob **kurzwellige, energiereiche** oder **langwellige, energieärmere Strahlung** auf die Erdoberfläche trifft, wird durch den Bewölkungsgrad bestimmt, der ebenfalls das saisonale Schmelzen der Gletschergebiete steuert (FRANCOU ET AL. 2003: 5). Eine dichte Wolkendecke, die im Untersuchungsgebiet typischerweise im S-Sommer bei starker Konvektion vorkommt, lässt hauptsächlich **atmosphärische Gegenstrahlung (AG)** auf die Erdoberfläche treffen, eine **langwellige Strahlung (LW-Strahlung)**. Durch die damit einhergehende Veränderung des effektiven Zenitwinkels der einfallenden Strahlung wird die Albedo der Schneeoberfläche erhöht (SCHUSTER 2007: 15). Es findet somit zunächst keine starke Absorption von Wärme statt, Schmelzprozesse werden dadurch nur vermindert in Gang gesetzt. Im S-Winter erreicht die Bodenoberfläche bei meist wolkenfreiem Himmel vor allem die **direkte Sonnenstrahlung (D)**. Es handelt sich hierbei um **kurzwellige Strahlung (KW-Strahlung)**, die Schnee- und Gletscherflächen sind damit viel leichter Schmelzprozessen ausgesetzt.

Faktisch verliert ein tropischer Gletscher der äußeren Tropen aber seine Hauptmasse im S-Sommer und schmilzt nur weitaus geringfügiger im S-Winter (s. *Abb. 7*, s. *Kap. 5.3*). Dies deutet darauf hin, dass die Bewölkung nicht der treibende Parameter für die Erklärung der jahreszeitlichen Schwankungen von Massenveränderungen sein kann.

Ein Maß für die Ermittlung der Bewölkungsintensität mit Fernerkundungsdaten ist die vom Boden **ausgehende langwellige Ausstrahlung (A)**, die international als **OLR** (*Outgoing Longwave Radiation*) bezeichnet wird (s. *Tab. 4*). Für den Zeitraum **1979-1998** haben VUILLE ET AL. (2003: 80 f.) jährlich gemittelte OLR-Satellitendaten für die Anden im  $2,5^\circ \cdot 2,5^\circ$ -Raster verarbeitet. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass nördlich von  $10^\circ\text{S}$  (~ innere Tropen) die OLR mit nur geringer Signifikanz leicht abnimmt und damit auf eine erhöhte konvektive Bewölkung geschlossen werden kann. Die Werte liegen bei **-0,1 bis -0,3  $\text{W m}^{-2}$**  und Jahr. Für die konvektiv stärksten Monate *Dezember-Februar*, also im S-Sommer, ist die Abnahme mit  $-0,5 \text{ Watt/m}^2$  eindeutig höher. Dieser extremere Wert wird insbesondere mit der OLR-Abnahme über dem im E angrenzenden Amazonas-Becken und der Beeinflussung der Anden von dort erklärt. **Südlich von  $10^\circ\text{S}$**  (~ äußere Tropen, Untersuchungsgebiet) ist der Trend gegenläufig, **hohe OLR-Werte** von  **$\sim 0,1$  bis  $0,4 \text{ W m}^{-2}$**  lassen auf **geringere konvektive Bewölkungsdecken** und damit auf eine starke Subsidenz der Luftmassen schließen. Allerdings muss mit dem Ergebnis vorsichtig umgegangen werden, da sich die hohe OLR vor allem aus den extrem trockenen Monaten von *Juni* bis *August* (Trockenzeit) zusammensetzt und jährlich gemittelte Werte dadurch erheblich verfälscht werden können. Es stellt sich daher die Frage, inwieweit die genannten Ergebnisse repräsentativ sind und für signifikante Aussagen verwendet werden können. In einer aktualisierten Fassung erwähnen VUILLE ET AL. (2008A: 85) aber, dass die OLR trotz der genannten Inkonsistenz zumindest im **S-Sommer** eine signifikante Erhöhung erfahre. Dies lasse die Vermutung zu, dass die Bewölkung zu dieser Jahreszeit in den äußeren Tropen einem **Abwärtstrend** unterworfen sei.

Diese interessante Tendenz könnte ein Hinweis auf steigende Ablationsraten der Gletscher im S-Sommer darstellen, die möglicherweise den Massenhaushalt langfristig negativ beeinflussen. VUILLE ET AL. (2003: 87 f.) schließen bereits aus, dass die Bewölkung einen der Hauptfaktoren für den aktuellen Rückgang vieler Gletscher darstelle, da in den inneren Tropen die stärkere Bewölkung sogar zu einem Gletschervorrücken geführt haben müsse, was aktuell nicht der Fall sei.

<b><u>Bewölkungs-Trends in den Anden (1979-1998)</u></b>			
<b>geographischer Raum</b>	<b>untersuchter Zeitraum</b>	<b>Trend der OLR</b> [ in $W m^{-2} a^{-1}$ ]	<b>Autoren</b>
nördlich von 10°S (Anden)	1979-1998	-0,1 bis -0,3 -0,5 (nur S-Sommer)	VUILLE ET AL. 2003: 80
südlich von 10°S (Anden)	1979-1998	~ +0,1 bis +0,4	VUILLE ET AL. 2003: 81

**Tab. 4: Bewölkungs-Trends in den Anden von 1979 bis 1998.**

*Signifikante Bewölkungs-Trends sind nur schwer nachzuweisen. Im Untersuchungsgebiet gibt es Anzeichen für eine Abnahme der Bewölkung (Zunahme der OLR) im S-Sommer.*

### **5.3 Eigenschaften und Massenbilanzierung tropischer Hochgebirgsgletscher**

Ein Hochgebirgsgletscher ist nur durch die langfristige Anhäufung und Verdichtung von Schnee, den Akkumulationsbereich, überhaupt existent. Durch den thermischen Gradienten der mit abnehmender Höhe zunehmenden Temperatur bildet sich folglich ein tiefer liegendes Teilgebiet des Gletschers, das vom Abschmelzen der angelegten Schnee- und Eismassen gekennzeichnet ist, der Ablationsbereich. KASER ET AL. (2003a: 10) definieren die **Akkumulation** als einen Oberflächenprozess, der *Schneefall*, *Winddrift*, *Lawinen*, *Resublimation* und *Kondensation* beinhaltet. Die **Ablation** ist demnach der Oberflächenprozess, bei dem *Schmelzen*, *Schnee-Drift*, *Eislawinen*, *Eisabbruch* und *Sublimation* wirken. Auch an der Basis oder im Körper des Gletschers können Akkumulation, beispielsweise durch Wiedergefrieren subglazialer Wässer, und Ablation, ausgelöst durch z. B. geothermische Erwärmung, stattfinden. Diese Prozesse sind quantitativ aber zu vernachlässigen.

Zur Ermittlung der Grenze von Akkumulation und Ablation und einer Aussage ihres Verhältnisses zueinander werden im Folgenden zwei wichtige Definitionen genannt (nach SINGH KHALSA ET AL. 2004: 2177 f.):

- **Gleichgewichtslinie (GGL, engl. ELA)**

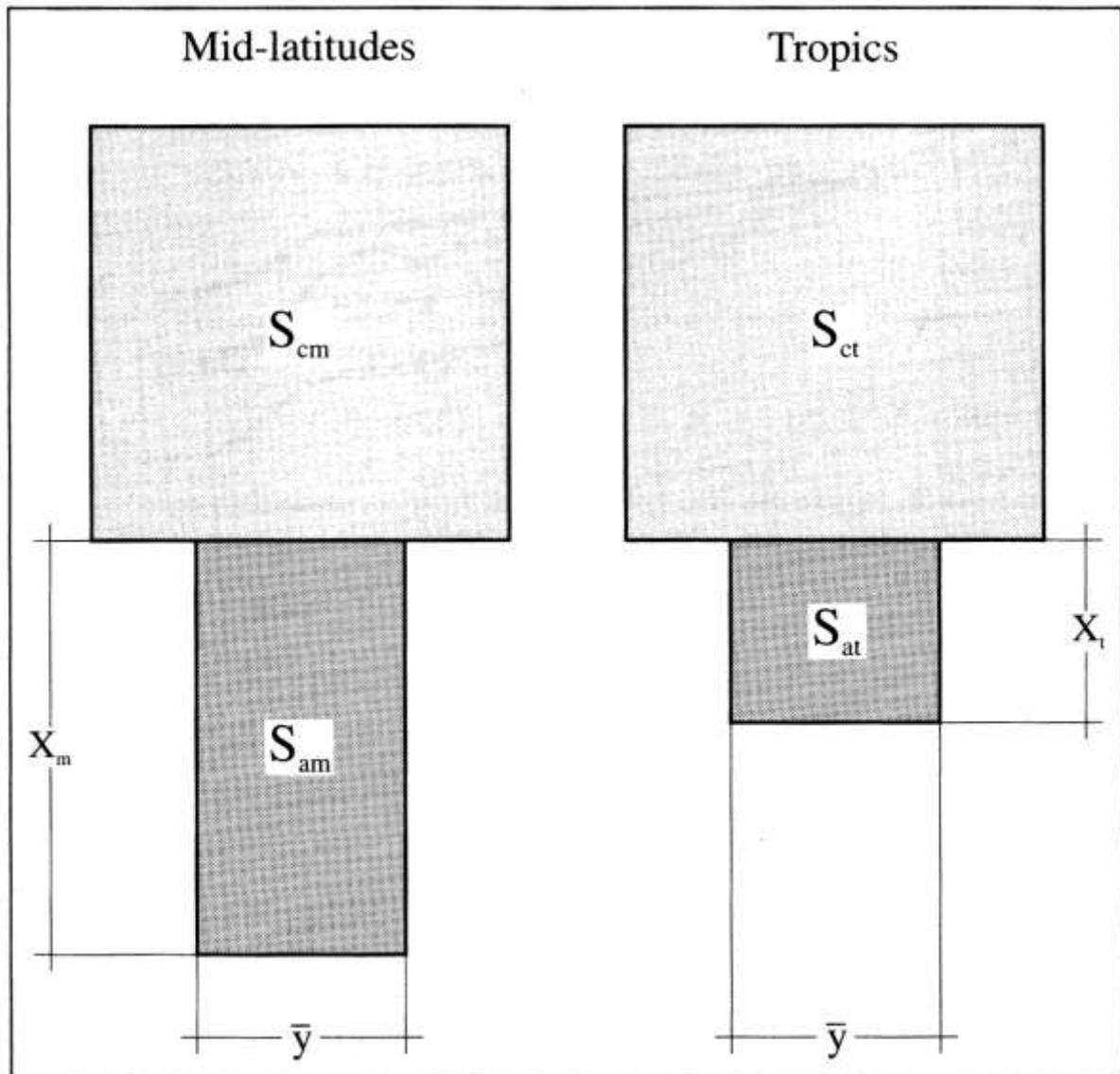
Die Gleichgewichtslinie ist die Trennlinie, auf der weder Massenverlust noch Massenzuwachs eines Gletschers stattfindet ( $\triangleq$  Firnlinie), also die

Nettomassenänderung = 0 ist (KASER ET AL. 2003A: 12). Diese stellt zunächst eine durchschnittlich gemittelte (feste) Höhenlinie über einen definierten Zeitraum von Jahren dar. Liegt die tatsächlich ermittelte Linie höher als die feste GGL eines bestimmten Gletschers, so zeigt diese Relation eine negative Massenbilanz für z. B. ein bestimmtes Jahr an (RACOVITEANU ET AL. 2008B: 3359). Durch den Nachweis einer möglichen langfristigen Erhöhung dieser Linie kann eine (indirekte) Aussage zu einer Klimaänderung in den tropischen Anden getroffen werden. Dazu müssen dann allerdings die verschiedenen Klima-Parameter im Einzelnen untersucht werden (s. Kap. 5.2). Die relative Position der Gleichgewichtslinie zur immer nahezu konstant liegenden 0°C-Isotherme ist ein geeigneter Maßstab, um die Sensibilität eines Gletschers auszudrücken. Während diese Korrelation beider Positionen in den inneren Tropen meist negative Werte aufweist, die GGL also unter der 0°C-Isotherme liegt, ergeben sich in den **äußeren Tropen** meistens hohe positive Werte, dort liegt sie (leicht) über der **0°C-Isotherme** (KASER & OSMASTON 2002: 37). Deshalb sind die Gletscher der äußeren Tropen **für Temperatur-Veränderungen weniger sensibel** als die inneren, eine Verschiebung der 0°C-Isotherme in die Höhe würde den Akkumulationsbereich nicht in jedem Falle direkt beeinträchtigen und somit den Ablationsbereich auch nicht vergrößern. Die äußeren Tropen sind aber durch ihre hygri-sche Gliederung in Regen- und Trockenzeit für Niederschlags-Veränderungen sensibel, die die inneren, nahezu konstant feuchten Tropen weniger beeinflussen (VUILLE ET AL. 2008A: 91).

- **Akkumulationsgebiets-Verhältnis (AGV, engl. AAR)**

Das AGV gibt das Verhältnis der Akkumulationsfläche zur Gesamtfläche eines Gletschers wieder und kann damit eine Aussage über dessen Zustand treffen. Ein zur Gesamtfläche nur noch relativ kleines Akkumulationsgebiet könnte demnach auf einen zunehmend negativen Massenhaushalt hindeuten. Auch über Fernerkundungsmethoden ist es möglich, mit Hilfe der Ermittlung der GGL das Akkumulationsgebiet und somit das AGV zu bestimmen, was aber im limitierten Rahmen dieser Arbeit nicht geleistet werden konnte. In den Tropen weist das Akkumulationsgebiets-Verhältnis eines ausgeglichenen Massenhaushaltes einen Wert **> 0,7** auf (KASER ET AL. 2003A: 13). In den Mittelbreiten ist dieser Wert geringer, nicht etwa weil das Akkumulationsgebiet viel kleiner wäre, sondern weil dort massive Gletscherzungen existieren und sich damit ein großes Ablationsgebiet

ausbildet, das in den Tropen weitaus geringer ausfällt (KASER & OSMASTON 2002: 48 f., s. Abb. 6).



**Abb. 6:** Idealisierte Geometrie eines Mittelbreiten- und eines tropischen Gletschers.

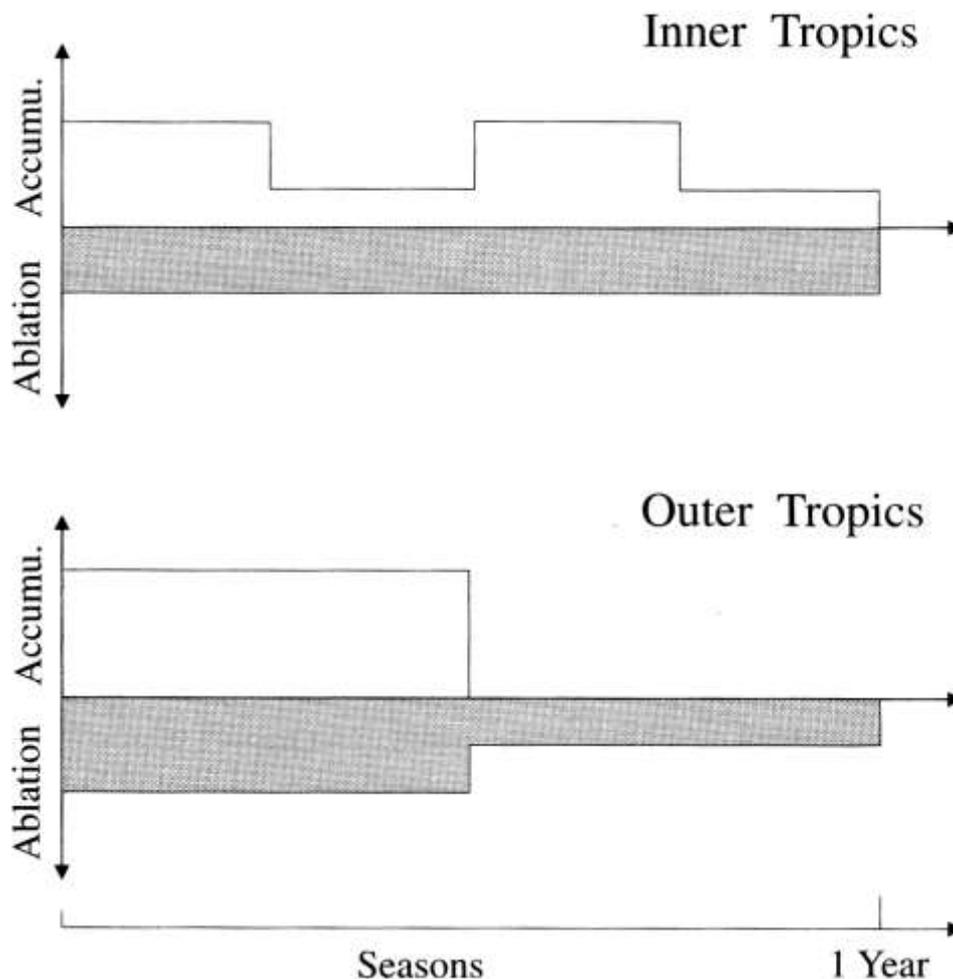
Im Vergleich fällt auf, dass der tropische Gletscher sich durch ein viel geringeres Ablationsgebiet ( $S_{at}$ ) als der der Mittelbreiten ( $S_{am}$ ) auszeichnet. Dieses ungünstigere Verhältnis von Ablation zu Akkumulation ( $S_c$ ) kann sich beim tropischen Gletscher bei einer Klimaänderung durch ein schnelleres langfristiges Abschmelzen (des Akkumulationsbereiches) bemerkbar machen.

Quelle: KASER & OSMASTON 2002: 48

Nach RAUP & SINGH KHALSA (2007: 4) ist ein Gletscher, der durch Fernerkundungsdaten ermittelt werden soll, definiert als eine

*„beständige Schneemasse (...) aus einem Eis- und Schneekörper, der am Ende der Schmelzperiode gemessen wird, oder im Falle von tropischen Gletschern, nach unregelmäßiger Schneeschmelze. Dies beinhaltet auch zumindest alle Tributäre und damit verbundene Zuleitungen, die Eis zum Hauptgletscher beisteuern, sowie alle Schutt bedeckten Teile dessen. Ausgenommen ist jeglicher exponierter Grund wie Nunatait“.*

Diese Abgrenzung enthält mehrere Probleme zugleich, insbesondere solche für die automatische Erkennung mit Fernerkundungsdaten. Die schuttbedeckten Teile (Blockgletscher) und sehr steilen Hänge des Gletschers sind meist nicht umfassend ermittelbar (s. Kap. 6.2.4 u. Kap. 6.4). Darüber hinaus wird die Besonderheit tropischer Gletscher angesprochen. In den Mittelbreiten, beispielsweise in den Alpen, ist eine klare saisonale, thermische Abgrenzung in Ablations- und Akkumulationsperiode im Jahresgang möglich, was für die Tropen nicht zutrifft. Ablation und Akkumulation können hier potenziell zu allen Jahreszeiten stattfinden (VUILLE ET AL. 2008A: 86). Starke diurnale und geringe jahreszeitliche Temperatur-Schwankungen (s. Kap. 5.1) sind der Grund des Zusammenspiels von Abschmelzen und Massenzuwachs. Durch die Niederschlagsmuster bedingt lassen sich aber **eine** (äußere Tropen) oder sogar zwei (innere Tropen) **Haupt-Akkumulationsphasen** für einen Jahreszyklus bestimmen, während die **Ablation durchgehend**, wenngleich verschieden stark wirkt (KASER & OSMASTON 2002: 25, s. Abb. 7). Die Gletscher der äußeren Tropen weisen eine vier- bis sechsmonatige Trockenzeit und währenddessen eine geringere Ablationsrate als in der Regenzeit auf, weshalb sie auf Temperatur-Veränderungen ebenfalls weniger sensibel (s. o.) als die Gletscher der inneren Tropen reagieren (FAVIER ET AL. 2004: 5). In den zentralen Anden der äußeren Tropen kann in der Regenzeit aufgrund einer höheren Luftfeuchtigkeit, einer mit ihr verbundenen geringeren Sublimation und eines deshalb erhöhten Schmelzens (s. Kap. 5.2.3) der **Hauptmassenverlust der tropischen Gletscher für den S-Sommer (Oktober-April)** quantifiziert werden (vgl. VUILLE ET AL. 2003: 79). Dann korrelieren höchste Einstrahlungswerte mit maximalen Niederschlägen (COUDRAIN ET AL. 2005: 926). Es erscheint sinnvoll, **Gletscher-Messungen am Ende der Trockenzeit (August-September)** durchzuführen, wenn eine nur minimale vorübergehende Schneebedeckung das eigentliche „Bild“ vom Gletscher verändern kann (RACOVITEANU ET AL. 2008A: 501).



**Abb. 7:** Ablation und Akkumulation eines Gletschers der inneren und der äußeren Tropen.

In den inneren Tropen weist ein Gletscher im hydrologischen Jahresverlauf gemäß zwei Niederschlags-Maxima auch zwei Akkumulationsphasen auf, während der der äußeren Tropen durch die Trennung in Regen- und Trockenzeit, nur eine Akkumulationsphase besitzt.

Die Ablation wirkt bei beiden Gletscher-Typen das ganze Jahr durchgehend, in den äußeren Tropen (Untersuchungsgebiet) aber mit hohen Werten im S-Sommer und geringeren im S-Winter.

Quelle: verändert nach KASER & OSMASTON 2002: 25

Tropische Gletscher liegen besonders hoch, da sie nur in entsprechender Höhe – trotz der erhöhten Einstrahlung – bei geringeren Bodenlufttemperaturen Schnee überhaupt längerfristig akkumulieren können. Der durchschnittliche Gefrierpunkt, die 0°C-Isotherme, gemittelt aus Daten in Ecuador, E- und Zentral-Peru, liegt laut SCHWERDTFEGGER (1976: 176) bei 4950 m ü. M., also z. B. etwa 2000 m höher als in den Alpen. Dieser zunächst weiträumige und damit grobe Wert wird von MORALES ARNAO (2001A: 10) für Zentral-Peru auf 5200-5300 m ü. M. spezifiziert, je nach Exposition und Relief. RACOVITEANU ET AL. (2008A: 503 f.) haben bei der Untersuchung von 485 Gletschern in der nördlich vom

Untersuchungsgebiet liegenden *Cordillera Blanca* nachweisen können, dass größere Gletschergebiete ( $> 1 \text{ km}^2$ ) mehr Masse verlieren, je niedriger ihre Maximal-Höhe liegt. Besonders interessant ist allerdings der Nachweis, dass **in höheren Lagen kleinere Gletschergebiete** ( $< 1 \text{ km}^2$ ) als größere zu finden sind, was ebenfalls als globaler Trend zu beobachten ist (z. B. Alpen, Alaska), und diese noch **schneller abschmelzen** – was MORALES ARNAO (2001A: 15) ebenfalls für Peru bestätigt. Neben sogenannten **Kanteneffekten** (bei kleineren Gletschern ungünstigeres Verhältnis von Gletscherfläche zur sich schneller erwärmenden Kantenfläche als bei großen Gletschern) spielen zwei weitere Mechanismen eine entscheidende Rolle: Gletscher, die mit ihrer **Medianhöhe näher an ihrer eigenen Maximalhöhe** liegen, und damit insgesamt eine **geringere vertikale Ausdehnung** haben, weisen eine erhöhte Ablation auf. Beide Kriterien treffen auf die kleinen Gletschergebiete zu. Eine Erklärung des größeren Massenverlustes könnte sein, dass eine Erhöhung der Gleichgewichtslinie sehr schnell einen Teil oder sogar den gesamten Eiskörper der kleineren Gletscher in den Ablationsbereich verrückt, während größere, nicht zu tief liegende Gletscher immer noch einen höher liegenden Akkumulationsbereich aufweisen (vgl. KASER & OSMASTON 2002: 46). Eine Bestätigung dieser Beobachtungen findet sich auch bei der 1997 und 1998 mit Hilfe der Vereinten Nationen getätigten Untersuchung der 19 vergletscherten Kordilleren Perus. Insbesondere kleine Gletscher werden hier als die am meisten in Mitleidenschaft gezogenen Eiskörper klassifiziert (MORALES ARNAO 2001B: 154).

*„Gletscher, Körper aus Eis, die Jahre überdauern, setzen eine Größe und Bewegungsflussrate voraus, die im Gleichgewicht mit dem lokalen Klima stehen.“*  
(RAUP ET AL. 2007: 101)

Die Werte der Parameter „Größe“ und „Bewegungsflussrate“ eines Gletschers sind immer eine Antwort auf das lokale Klima. Eine (lokale) Klimaänderung bedeutet zugleich also auch eine potenzielle Veränderung der morphologischen Gestalt, Position, Ausdehnung und Größe eines Gletschers (s. Kap. 6.3). Dabei ist anzumerken, dass trotz des inzwischen global bekannten Phänomens des langfristigen Abschmelzens von Eis- und Schneekörpern in nahezu allen Breitenregionen, die Gletscher der niederen Breiten in ihrer Ausbreitung größeren Änderungen ausgesetzt sein können, als die der mittleren Breiten (RACOVITEANU ET AL. 2008A: 505). Trotz bereits genannter Analogien der Auswirkungen des Klimawandels auf die Gletscher der Alpen, ist mittel- oder langfristig mit einer

Verschärfung insbesondere der Situation für die tropischen Gebiete und damit auch für das Untersuchungsgebiet zu rechnen.

#### **5.4 Die Auswirkungen von El Niño und La Niña im Zuge der Erwärmung des Pazifiks**

Schon der Meeresbiologe ERWIN SCHWEIGGER führt in seinem Standardwerk „Die Westküste Südamerikas“ das Phänomen des zur Weihnachtszeit auftretenden Niños (El Niño = das Christkind) an. Ihm fiel bereits auf, dass die jährliche südliche Ausbreitung warmer Wassermassen aus dem *Golf von Guayaquil* (Ecuador,  $\sim 3^{\circ}\text{S}$ ) in den Humboldt-Strom bis nach *Paita* (N-Peru,  $5^{\circ}1'S$ ,  $81^{\circ}1'W$ ) in größeren Abständen durch eine Südverschiebung des aus W fließenden äquatorialen Gegenstromes unterbrochen wurde. SCHWEIGGER nennt den jährlich wiederkehrenden Zyklus den „*alten Niño*“ (1959: 98 ff.) und die in größeren Abständen in ihrem Wesen ganz andersartige, viel weiter nach S vordringende und länger andauernde Warmwasser-Strömung den „*heutigen Niño*“ (1959: 113 ff.).

Seitdem ist die Forschung weit vorangekommen, und trotzdem fehlen weiterhin Erklärungen für den **alle  $\sim 3,5$  a gemäßig** und **alle  $\sim 6$  a sehr stark wiederkehrenden *El Niño***, der der Küste Ecuadors und N-Perus den ganzen S-Sommer über starke Regenfälle und Unwetter mit zerstörerischem Ausmaß bringen kann (s. *Abb. 8*), während die zentralen Anden eine ausgedehnte Trockenheit erleiden (CAVIEDES 2005: 14 ff.). In den letzten Jahren konnte eine immer bessere Untersuchung der Erwärmung des Pazifiks deren signifikante Verbindung mit dem Auftreten von *El Niño* nachweisen (z. B. VUILLE ET AL. 2003: 93 f.).

Die Modellvorstellung dafür liegt zunächst in der Rückkopplung zwischen globalem maritimem und ozeanischem System (Telekonnektionen). Dabei sind sowohl die *meridionale* (**Hadley-Zelle**) als auch die *zonale* Komponente (**Walker-Zirkulation**) von Bedeutung. Aus noch ungeklärter Ursache verliert das sonst so stabile **südpazifische Hoch** (s. *Kap. 5.1*) an Kraft, während das **indonesische Tief** noch stärker wird, was bis zum Zusammenbruch des ursprünglichen Windsystems führen kann. Statt der vorherrschenden SE-Passate wehen nun vorwiegend W-Winde (CAVIEDES 2005: 12). Damit setzt eine Umkehrung der Meeresströmung ein, feucht-warme Luftmassen und mit ihnen stark

erwärmtes Wasser fließen nun aus dem W-Pazifik (i. d. R. im *September-Oktober*) mit einer Aufwölbung der Meeresoberfläche von bis zu 70 cm bis zur südamerikanischen Küste auf der Höhe des *Golfs von Guayaquil* (vgl. CAVIEDES 2005: 16). Dort im *Dezember* angekommen, spaltet sich der Strom in einen nordwärts und einen südwärts gerichteten Ast auf (vgl. SCHWEIGGER 1959: 113).



***Abb. 8: Folgen von zerstörerischen Unwettern durch El Niño in N-Peru, nahe Sechura.***

*Dieses Haus und das gesamte Dorf sind laut Berichten von einheimischen Fischern im Zuge des El Niño 1982/1983 durch das tobende Meer und durch starke Stürme komplett zerstört worden. Die Küstenlinie ist dabei um einige Meter ins Landesinnere verlegt worden. Im Gegensatz dazu bildet sich zur selben Zeit durch die Blockade der feuchten E-Luftmassen ein ausgesprochen trockenes Klima in den Zentralanden aus.*

Der ablaufende Mechanismus stellt nichts anderes dar als einen Druckausgleichseffekt zwischen dem jeweils sich in seiner Stärke ändernden indonesischen Tief und dem süd-pazifischen Hoch. Diese Korrelation ist erstmals von WALKER in den 1920er Jahren entdeckt worden und 1957 von BERLAGE als **Südliche Oszillation** benannt worden. Das im vorigen Absatz beschriebene Phänomen kann also als „*El Niño und die Südliche Oszillation*“ (**ENSO**) bezeichnet werden. Die unterschiedliche Ausprägung zwischen

genanntem Zyklon im W und Antizyklon im E wird in dem *Südlichen Oszillationsindex* (SOI) ausgedrückt. Dafür wird ein Index der Standardabweichung aus der auf Meeresniveau gegebenen Luftdruckdifferenz zwischen der Küstenstadt Darwin (N-Australien) und der weiter östlich liegenden Insel Tahiti berechnet (CGD 2009). Ein **niedriger oder negativer SOI** bedeutet hierbei eine **typische El-Niño-Situation** mit abgeschwächtem südpazifischem Hoch, geschwächten oder nicht vorhandenen SE-Passaten, hoher Luftfeuchtigkeit und hohen Wassertemperaturen im Pazifik (CAVIEDES 2005: 12 f.). Ein **hoher SOI** drückt das Gegenstück aus, eine **typische La-Niña-Situation** mit einem sehr ausgeprägten südpazifischen Hoch, starken SE-Passaten, trockenen stabilen Luftmassen und niedrigen Wassertemperaturen vor der Westküste Südamerikas (CAVIEDES 2005: 79). Im Prinzip ist die sich im selben oder Folgejahr an einen *Niño* gegenläufig entwickelnde *La Niña* nur die Verstärkung der ohnehin vorherrschenden Sondersituation von Aridität und kalten Meeresoberflächen-Temperaturen an der peruanischen Küste.

Genau gegensätzlich sieht die Klimasituation während dieser zwei Extremphänomene in den **zentralen Anden** aus, deren Verlauf VUILLE 1999 für das bolivianische *Altiplano* und VUILLE ET AL. 2008A für Teile der *Cordillera Blanca* in ähnlicher Weise beschrieben haben. Es liegt daher nahe, dass das räumlich dazwischen liegende, topographisch ähnliche **Untersuchungsgebiet** in dieselbe im Folgenden vorgenommene Charakterisierung mit einbezogen werden kann. Ein lang anhaltender *Niño* (geringer SOI) erzeugt ein **Sommerregendefizit** durch vorherrschende W-/N-Winde, die die sonst von E her eindringenden feuchten Luftmassen blockieren (VUILLE 1999: 1590). Eine geringer ausgebildete Wolkendecke lässt mehr **kurzwellige Strahlung** durchdringen, womit sich die Oberflächen-Temperatur stark erhöht. Die Regen-Schnee-Linie kann auf bis zu 5000 m ü. M. steigen (COUDRAIN ET AL. 2005: 927) und damit mehr Schmelzen im Ablationsgebiet verursachen (s. *Kap. 5.2.2*). Kleinere oder fehlende Neuschnee-Auflagen verringern die Albedo, und eine geringe Windgeschwindigkeit setzt den turbulenten Wärmefluss herab (s. *Kap. 5.2.3*). Diese Faktoren begünstigen Schmelzprozesse auf der Gletscheroberfläche. Dies führt meist zur **negativen Massenbilanz** der tropischen Gletscher im S-Sommer (VUILLE ET AL. 2008A: 87). *La Niña* (hoher SOI) hingegen bewirkt das Gegenteil, denn mit ihr ist eine verstärkte E-/S-Windkomponente und damit das Eindringen von viel Feuchtigkeit verbunden (VUILLE 1999: 1590). Eine hauptsächlich **langwellige Strahlung** durchlassende, meist mächtige Wolkendecke verringert die Oberflächentemperaturen am Boden. Hohe Schneefallraten setzen die Albedo herauf, und es herrschen konstante, starke

Winde vor, die einen hohen turbulenten Wärmefluss begünstigen. Diese Faktoren setzen **starke Sublimation** in Gang, die das energieeffizientere Schmelzen überwiegt (s. Kap. 5.2.3), und führen damit zu einer **ausgeglichenen** oder sogar **positiven Massenbilanz** (VUILLE ET AL. 2008A: 87). Schneeereignisse können in diesem Fall auf der gesamten vertikalen Ausdehnung des Gletschers stattfinden (FRANCOU ET AL. 2004: 10).

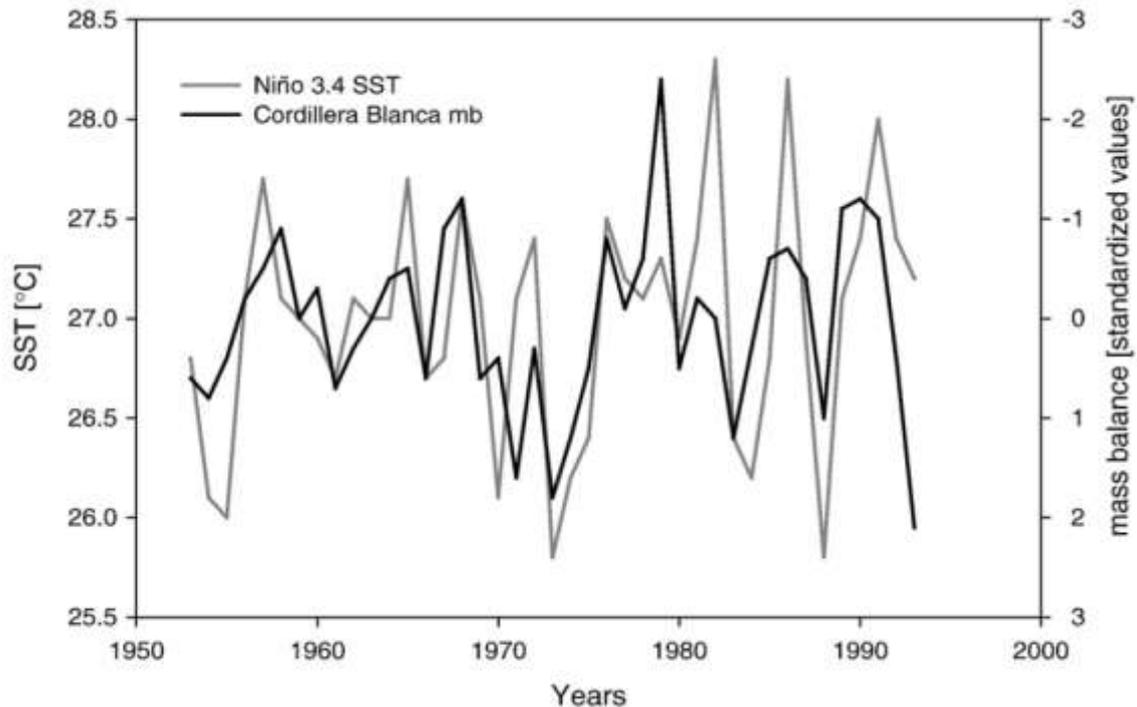
Die **zeitliche Verzögerung** zwischen Generierung einer extremen SOI-Situation im Pazifik und den beschriebenen Auswirkungen in den Zentralanden beträgt **1-3 Monate** (vgl. VUILLE ET AL. 2000: 453, FRANCOU ET AL. 2004: 12). Die **Temperatur-Differenz** zwischen einem warmen *El Niño* und der kühleren *La Niña* beträgt in den Zentralanden der äußeren Tropen etwa **0,7-1,3°C** (VUILLE ET AL. 2000: 453). Vergleichbar in den inneren Tropen sind die Angaben für den Gletscher *Antizana* mit etwa 0,8-1°C (FRANCOU ET AL. 2004: 12).

FRANCOU ET AL. (2005: 203) verweisen darauf, dass die ENSO-Variabilität im Pazifik der Hauptsteuerfaktor für die Änderungen der Massenbilanz der andinen tropischen Gletscher ist. Zwischen äußeren und inneren Tropen besteht jedoch der Unterschied, dass andere Mechanismen in Gang gesetzt werden, die das Abschmelzen beschleunigen können. In den inneren Tropen ist insbesondere die nahe Oberflächentemperatur entscheidend, die wiederum die Niederschläge steuert. In den äußeren Tropen hingegen korreliert die Massenbilanz der Gletscher direkt mit den besonders durch die ENSO-Variabilität stark reduzierten (*El Niño*) oder erhöhten Niederschlägen (*La Niña*), da diese in gegebener Höhe überwiegend in Schneeform fallen und damit direkt die Albedo steuern (FAVIER ET AL. 2004: 5, s. Kap. 5.2.2).

Die unterschiedlich ablaufenden Mechanismen in beiden tropischen Zonen liefern letztendlich die gleichen Resultate, die abhängig von der Oberflächentemperatur des Pazifik und der ENSO-Variabilität sind (FRANCOU ET AL. 2004: 16). In den letzten 30 Jahren ist eine **Abschwächung der zonalen Walker-Zirkulation** festzustellen. Diese korreliert direkt mit der Meeresoberflächentemperatur des Pazifiks und dem SOI. Eine Verringerung des Walker-Indexes bedeutet also eine Verschiebung hin zu häufigeren *Niño*-artigen Ereignissen, was bei den beiden letzten extremen *El Niños* 1982/83 und 1997/98 zu beobachten war (TANAKA ET AL. 2004: 261). Gleichzeitig gibt es eine Tendenz zur Verstärkung der Hadley-Zelle (gemessen an der Stärke und Position des südpazifischen

Hochs) in den letzten zwei Dekaden (nach OWADA & AKIYAMA, pers. Mittlg. in TANAKA ET AL. 2004: 252). Seit **1976** (ebenfalls *Niño*-Jahr) ist eine allgemeine Verschiebung hin zu häufigeren wärmeren Temperatur-Ereignissen an der Küste Perus zu erkennen. Diese beruht auf der Veränderung der dargestellten Südlichen Oszillation (Walker-Zirkulation) und der **Erwärmung des Pazifiks**. Alle extremen wärmeren und kälteren Jahre der pazifischen Oberflächentemperatur (untersucht von 1939-1998) korrelieren linear mit dem Auftreten von *El Niño* und *La Niña*. Der letzte „Super-Niño“ (1997/98) zeigt den bisher stärksten Temperaturanstieg innerhalb der letzten sechs Dekaden (VUILLE & BRADLEY 2000: 3887). Dies wirkt sich auch auf die Massenbilanz der andinen Gletscher aus. Während diese zwischen 1976 und 1980 noch eher ausgeglichene Werte aufzeigen, sind sie seit den 80ern durchgehend – bis auf kurze positive Auswirkungen Ende der 90er Jahre durch *La Niña* (s. unten) – vom Abschmelzen betroffen (COUDRAIN ET AL. 2005: 928). In diesem Zusammenhang erwähnt auch MORALES ARNAO (2001A: 11), dass die in der *Cordillera Blanca* und *Cordillera Raura* in Peru (wenige Grad N des Untersuchungsgebietes) zwischen 1968-1997 untersuchten Gletscher seit den 80er Jahren bis zu dreifach schneller abschmelzen – gegenüber Raten aus den 60er und 70er Jahren. Die Abhängigkeit des andinen Klimas von der pazifischen Oberflächentemperatur haben VUILLE ET AL. (2003: 93 f.) für 277 Klimastationen in den Anden zwischen 1°N und 23°S von 0 bis 5000 m ü. M. zwischen 1950 und 1998 untersucht. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass 50-70% beider Linien in ihrem Modell für den zentralen äquatorialen Pazifik und die Anden direkt miteinander korrelieren. Im Zuge dessen können Massenbilanz-Verluste durch die Erwärmung und Massenbilanz-Gewinne durch die Abkühlung des Pazifiks zumindest teilweise erklärt werden (vgl. VUILLE 1999: 1582). Untersuchungen in der *Cordillera Blanca* zeigen, dass sich *El Niño*-Ereignisse auch dort, insbesondere bis in die 1970er Jahre, stark durch eine negative Gletscher-Massenbilanz ausdrücken (VUILLE ET AL. 2008B: 20, s. Abb. 9). Die letzten zwei größeren Gletscherwachstumsphasen Anfang der 1970er Jahre und 1999 korrelieren hingegen mit *La Niña* (nach KASER, mündliche Mitteilung in VUILLE ET AL. 2003: 96).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass *El Niño* und *La Niña*, ausgedrückt im SOI oder anderen Indices (s. Kap. 7.1.3) und durch die letztendlich starken Schwankungen der Oberflächentemperaturen des sonst kühlen E-Pazifiks, den Massenhaushalt der tropischen Anden-Gletscher durch eine negative (*Niño*) oder positive Bilanz (*Niña*) signifikant beeinflussen. Die steuernden Faktoren sind weiterhin nicht vollständig geklärt. Es gibt



**Abb. 9:** Korrelation zwischen der Gletschermassenbilanz in der Cordillera Blanca (Peru) und der Meeres-Oberflächentemperatur-Anomalie in der Niño-3.4-Region.

Im Vergleich der Meerestemperatur-Anomalien (grau, in °C, linke y-Achse) und einer standardisierten Massenbilanz (schwarz, rechte y-Achse, Skala umgekehrt!), fällt auf, dass insbesondere bis 1977 beide Kurven gut miteinander korrelieren. Eine temporäre Erwärmung des Pazifiks geht mit einem Verlust an Gletschermasse einher.

Quelle: verändert nach VUILLE ET AL. 2008B: 20

durchaus Anlass, die Erwärmung des Pazifiks vor dem Hintergrund des globalen Klimawandels und die zeitweilige Abschwächung des südpazifischen Hochs und der Walker-Zirkulation als Indiz für eine häufigere *El Niño*-Tätigkeit zu sehen. Manche sprechen von „Anzeichen“ der Zunahme von *El-Niño*-Ereignissen seit den späten 70er Jahren (nach TRENBERTH & HOAR 1996 in VUILLE 1999: 1582). Dies hätte aller Wahrscheinlichkeit nach ein weiteres Abschmelzen der auch im Untersuchungsgebiet liegenden Gletscher zur Folge. Von den behandelten Autoren liegt kein Artikel vor, der signifikant nachweisen könnte, dass *El Niño* in seiner Stärke und Häufigkeit stark zunimmt oder zunehmen wird. Für weitere Irritation sorgt beispielsweise der genannte Verweis, dass die Intensität der Hadley-Zelle in den letzten zwei Dekaden zugenommen habe. Dies könnte im Gegensatz zur vorigen These der Zunahme von *El Niño* eine eher häufigere *La Niña*-artige Situation bedeuten (wie ab Ende der 90er Jahre), da eine Stärkung des südpazifischen Tiefs, gepaart mit starken SE-Passaten, das kalte polare Tiefenwasser erheblich gegen den Äquator drücken würde und somit von W kommendes wärmeres

Wasser im Zuge der ENSO weniger ausschlaggebend wäre. In der ENSO-Forschung sind also noch viele Unsicherheiten zu lösen.

### **5.5 Auswirkungen von Massenhaushalts-Änderungen für die Bewohner**

Im folgenden Kapitel soll der Frage nachgegangen werden, welche Auswirkungen die zuvor dargestellten Gletscherhaushalts- und Abfluss-Veränderungen für die Menschen in den daran angeschlossenen Gebieten haben. Es können sich Gefahren unterschiedlicher Art ergeben (s. Kap. 5.5.1 u. 5.5.2), die dringend durch Vorbeugungs- und Anpassungs-Maßnahmen der Menschen, Kommunen, des Staates Peru und der internationalen Gemeinschaft gemindert werden müssen (s. Kap. 8).

#### **5.5.1 Bedrohungen für die Wasserversorgung der Bewohner**

Rund 69,9% des globalen Süßwassers sind im Gletschereis gespeichert. Die gemittelte Verweildauer eines Wasserpartikels darin beträgt 1600 Jahre. Es wird also über viele Menschengenerationen hinweg Trinkwasser im Körper des Gletschers gespeichert, bevor es wieder in den direkten aktiven Kreislauf übergeht. Gletscher sind damit die „virtuellen Wassertürme der Erde“ (COUDRAIN ET AL. 2005: 930). Was sich in den (zentralen) Anden zeigt und durch immer mehr Untersuchungen untermauert wird, ist ein im Vergleich zur potenziellen Akkumulation viel zu schnelles Abschmelzen und Abfließen der genannten „Wassertürme“. Es stellt sich sehr schnell die Frage der Nachhaltigkeit der Trinkwasserversorgung in zweierlei Hinsicht:

Zum einen reduziert sich langfristig gesehen offensichtlich die Speicherkapazität der andinen Schnee- und Eiskörper. Dabei muss der diffizilen Frage nachgegangen werden, inwieweit die Niederschläge dann durch z. B. natürliche Gletscherseen, die sich neu bilden oder aber noch nicht ihren Maximal-Pegelstand erreicht haben, sowie durch die schwer quantifizierbaren *bofedales*, die andinen Sumpfgebiete, gespeichert werden können (vgl. Aussagen zur *pampa* bei KASER & OSMASTON 2002: 60). Außerdem ist zu berücksichtigen, dass viele Flüsse und Seen in den Anden gestaut sind und werden, was möglicherweise die Wasserspeicherfunktion ersetzt, die vorher die zunehmend abschmelzenden Gletscher hatten. Im betrachteten Untersuchungsgebiet liegt beispielsweise der durch die Aufstauung des Flusses *Río Blanco* überhaupt erst entstandene See *Yuracmayo* mit einem



***Abb. 10: Stausee Yuracmayo (4315 m ü. M.).***

*Durch die Aufstauung des aus dem westlichen Teil des Gletschergebietes Shullcon entwässernden Río Blanco ist der große Wasserspeicher Yuracmayo entstanden. Dieser stellt mit einem durchschnittlichen Volumen von  $\sim 48 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  einen wichtigen Speicher und Puffer für die Wasserversorgung Limas dar.*

*Im Hintergrund sind die vereisten Kappen des untersuchten Gletschergebietes zu erkennen.*

durchschnittlichen Volumen von  $48,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  und Abfluss von  $25,5 \text{ m}^3/\text{Sekunde}$  (EDEGEL 2009, s. *Abb. 10*). Darüber hinaus ist die Erschließung neuer Gebiete zur atlantischen Wasserscheide hin (Vergrößerung des Flusseinzugsgebietes) über beispielsweise Tunnel und Aquädukte bereits eine der Strategien gegen eine Verknappung der (Trink-) Wasserressourcen auf der pazifischen Seite des Landes Peru. Der Wasserversorgungsbetreiber in Lima (SEDAPAL) unterhält das die Seen *Marcapomacocha-Antacota* (4400 m ü. M.,  $11^\circ 24' \text{ S}$ ,  $76^\circ 21' \text{ W}$ ) und *Cuevas* verbindende 12 km lange Aquädukt ***Marca II*** (s. *Abb. 11*) und den in den Fluss *Rímac* entwässernden 10 km langen ***Tunel Transandino*** mit einem Abfluss von  $24 \text{ m}^3/\text{s}$  (BACA LABARTHE 1991: 11).



***Abb. 11: Aquädukt Cuevas, nahe Marcapomacocha (4350 m ü. M.).***

*Über das Aquädukt Cuevas wird Wasser aus dem atlantischen Einzugsgebiet der Anden nordwestlich des Shullcon-Gletschergebietes über den Rímac nach Lima geleitet.*

Zum anderen ist in den nächsten 25-50 Jahren mit einem Anstieg des Abflusses zu rechnen. Neben einer erheblichen Erhöhung des Naturgefahren-Potenzials im Gebirge (s. Kap. 5.5.2), stellt sich auch die Frage, wie nachhaltig die Bewohner und Nutzer mit diesem kurzfristigen Überschuss umgehen. Wenn etwa im Bewässerungsfeldbau, im Hydroenergiesektor, im Bergbau und der eigentlichen Trinkwassernutzung der Verbrauch auch noch erhöht wird, ist die langfristige Sicherstellung des „blauen Goldes“ in Gefahr (VUILLE ET AL. 2008A: 91).

Über der Frage der technischen Maßnahmen muss also insbesondere die Verhaltensänderung und Anpassung des Menschen beim Trinkwasserverbrauch und dessen effizienter Gestaltung stehen. Damit könnte die drohende Gefahr, dass sich diese Ressourcen dramatisch verknappen, erheblich geschmälert oder sogar abgewendet werden (s. Kap. 8).

Zudem ist die Abflussverteilung über das Jahr hinweg ein wichtiges Kriterium. Während gemittelte jährliche Abflusswerte zunächst den Anschein haben, moderat zu sein, können starke Hochwasserspitzen (im S-Sommer) und extremer Niedrigwasserabfluss (im S-Winter) den Menschen sehr zu schaffen machen (s. Kap. 5.1, Abb. 4). Die Gletscher auf der Pazifik-Seite Perus haben eine wichtige Puffer-Funktion, die es ermöglicht, teils hohe Sommer-Niederschläge als Schnee und Eis zu speichern und sie im trockenen S-Winter als Schmelzwasser zur Verfügung zu stellen. Im Zuge des Klimawandels ergibt sich in den äußeren Tropen die Gefahr von einer insgesamt extremeren Abflussamplitude mit erhöhten Spitzen-Werten in der Regenzeit (stärkeres Abschmelzen) und einer geringeren Wasserverfügbarkeit in der Trockenzeit (weniger Schnee-/Eismasse). Der zuletzt genannte Engpass im S-Winter ist deshalb für die auf das Gletscherwasser essentiell angewiesenen Sektoren der Wassernutzung eine große Gefahr (MARK & SELTZER 2005B: 208; VUILLE ET AL. 2008B: 14 ff.).

### 5.5.2 Steigerung des Naturgefahren-Potenzials

Die andinen Einwohner der Dörfer und Städte leben gleichermaßen in einer dualistischen Form von Wohl und Leid am Rande der Gletscher, indem sie sich von diesen mit Wasser versorgen, gleichzeitig aber erheblichen Gefahren ausgesetzt sind (MORALES ARNAO 2001B: 153). Das geschmolzene Wasser fließt in den zentralen Anden typischerweise zunächst in ein Seensystem (vgl. RAIMONDI 1873 in KASER & OSMASTON 2002: 42). Dieses hat sich nach und nach in der eiszeitlich geprägten Topographie der Mulden- und Kar-Strukturen sowie durch die letzten 1850er-Moränen der Kleinen Eiszeit aufgestaut ausgebildet (LEMKE ET AL. 2007: 342). Das Abschmelzen der Gletscher beschleunigt diesen Prozess, indem neue Flächen und Mulden frei werden und sich mit Schmelz- und Regenwasser füllen (s. Karte 2 in Kap. 7.1.3). Wenn sich nun der Abfluss (stark) erhöht, stellt sich die Frage, wie lange dieses System weiteres Wasser aufnehmen kann und was passiert, wenn eine kritische Größe (Wasservolumen, Seehöhe, Druck auf z. B. Moränen-Wall oder Staudamm) erreicht wird. Ein instabiler Gletscher vergrößert die Gefahr durch abbrechende Eisstücke, die beim Aufprall auf das Seewasser den Druck auf die Außenwand erheblich erhöhen (MORALES ARNAO 2001B: 160). Es ergibt sich dann eine generelle Bedrohung von Seeausbrüchen, Schlammlawinen und Überschwemmungen, die für die im Tal lebenden Bewohner verheerende Auswirkungen haben können (COUDRAIN ET AL. 2005: 931).

M. P. CAREY (2005: 1) hat solche Naturkatastrophen in der *Cordillera Blanca* untersucht. Er kommt zu dem Ergebnis, dass dort seit 1941 im Zuge des Klimawandels rund 30.000 Menschen durch die von Gletschern ausgehenden Katastrophen gestorben sind. Das wohl bekannteste Ereignis in Peru war die 1970 durch ein Erdbeben am N-*Huascarán* (6652 m ü. M., 9°7'S, 77°36'W) verursachte Lawine, die das Dorf Yungay (bei *Huaraz*) binnen vier Minuten komplett zerstört und rund 18.000 Menschen getötet hat. Ausschlaggebend bei dieser Tragödie sind die topografisch bedingte natürliche Instabilität der Gletscher am *Huascarán* und das periodische Abbrechen dieser Eismassen gewesen, in diesem Fall durch ein Erdbeben induziert.

Im Zuge des Klimawandels, des weiteren Schmelzens und der Fragmentierung der Eismassen sowie der Vergrößerung von See-Volumina, sind aber klimatisch bedingte Naturkatastrophen immer wahrscheinlicher. Das junge Anden-Orogen weist je nach Zone hohe tektonische Aktivitäten auf (s. Kap. 3), wie zuletzt das starke Erdbeben bei *Pisco* (südlich von *Lima*) am 15.08.2007 in Erinnerung gerufen hat (FREIBURG 2007).

In einer solchen Region sind Szenarien von überlaufenden oder sogar ausbrechenden (Stau-)Seen und instabiler werdenden Gletschern sowie die neue Abhängigkeit von der reibungslosen Funktion des bisher einzigen Wassertunnels *Tunel Transandino* (s. Kap. 5.5.1) besonders besorgniserregend (vgl. AMES 1998 in MARK & SELTZER 2005B: 208).

### **5.6 Synthese der dargestellten Klima-Mechanismen, ihrer Trends und Auswirkungen**

Das betrachtete Untersuchungsgebiet von 11° bis 12°S und 76° bis 77°W in den Zentralanden Perus ist in der übergeordneten Klimasituation zunächst dem Zusammenspiel von sich verändernder Position der ITCZ im N und Chaco-Hitzetief sowie Bolivienhoch im S unterworfen. Diese Verschiebung um bis zu 10° zwischen *Januar* und *Juli* und die gleichzeitige Grenzlage innerhalb des von E beeinflussten Klimas durch das Amazonas-Becken sowie des von W wehenden Wüstenklimas ergibt eine hygri-sche Jahreszeiten-Gliederung in S-Sommer und S-Winter.

Der **S-Sommer** stellt dabei die von *Oktober bis März* vorherrschende Regenzeit dar, mit einer durch feuchte Luftmassen induzierten *höheren Bewölkung und Luftfeuchtigkeit, vorwiegender LW-Strahlung, geringerer Sublimation* und damit *höheren Schmelzraten*.

Die Gletscher sind dadurch einer teilweise extrem erhöhten Ablation aber auch hohen Akkumulation ausgesetzt und weisen in diesen Monaten dementsprechend die stärksten Massenverluste (absolut gesehen höher als im S-Winter) und damit hohe Abflussspitzen auf. Seit Mitte der 1970er Jahre ist eine Erwärmung des Pazifiks zu erkennen, die den Massenhaushalt durch die Begünstigung der ENSO-Anomalie steuert. Meist ab *Dezember* erreicht alle paar Jahre ein *El Niño* die Küste Perus und nur wenige Wochen verzögert dann auch die Anden und das Untersuchungsgebiet. Die beschriebenen Parameter ändern sich damit radikal. Die Blockade der feuchten von E wehenden Luftmassen und das Vorherrschen des W-Wind-Regimes setzen die Niederschlagsintensität, Bewölkung und Luftfeuchtigkeit herab. Die KW-Strahlung nimmt zu, die *Regen-Schnee-Linie* erhöht sich, durch mehr Regen statt Neuschnee im Ablationsgebiet sinkt die Albedo, und es herrscht ein starkes Abschmelzen der Gletscher vor.

Der **S-Winter** ist durch eine von *April bis September* vorherrschende Trockenzeit charakterisiert, die eine bei trockenen W-Winden *geringe Bewölkung und Luftfeuchtigkeit*, damit vorwiegende *KW-Strahlung*, *hohe Sublimation* und nur *geringe Schmelzrate* aufweist. Die Gletscher sind in dieser Zeit einer geringfügigeren, aber dennoch existierenden Ablation und nur sporadischem, meist im Tagesgang wieder schmelzendem Schneefall ausgesetzt, was sich auch in viel geringeren Abflusswerten zeigt. Als Antwort auf die beschriebene ENSO-Anomalie setzt im selben oder Folgejahr dann oft noch *La Niña* ein. Mit ihr ist ebenfalls eine Umkehrung der Klimasituation verbunden, in den Anden nämlich die Erhöhung der Niederschläge, Bewölkung, Luftfeuchtigkeit und LW-Strahlung. Öfter eintretende Neuschnee-Ereignisse setzen die Albedo herauf, ein turbulenter Wärmefluss begünstigt die Sublimation, und somit kann der Gletscher eine ausgeglichene bis positive Massenbilanz (also Zuwachs) aufweisen.

Die Gletscher der äußeren Tropen sind durch ihre hygrische Jahreszeitengliederung weniger für direkte Temperatur-Änderungen anfällig. Die Gleichgewichtslinie befindet sich meist über der 0°C-Isotherme und wird damit bei einem thermisch induzierten Steigen der Regen-Schnee-Linie im Ablationsgebiet zunächst nicht erreicht, was den Gletscher vor weiteren Massenverlusten im Akkumulationsgebiet schützen kann. Die *Temperatur* ist in den Anden durchgehend signifikant gestiegen, mit abnehmender Tendenz in der Höhe. Die *Niederschlagsmenge* weist insgesamt keine signifikante Veränderung auf, wenn auch etwa auf Höhe des Untersuchungsgebietes Indizien für eine leichte Zunahme da sind. Eine

Korrelation mit steigender Höhe ist nicht ermittelbar gewesen. Die *Luftfeuchtigkeit* ist insbesondere in den letzten 20 Jahren in den Zentralanden leicht angestiegen, was eher das Schmelzen als die Sublimation des Gletschereises und damit einen potenziell negativen Massenhaushalt fördert. Für den *Bewölkungsgrad* kann keine durchgehend signifikante Aussagen gemacht werden. Möglicherweise ist aber von einer Abnahme der Bewölkung im S-Sommer auszugehen, was ebenfalls zu stärkerem Schmelzen und damit negativen Gletschermassen-Entwicklungen führen kann. Dass die Bewölkung eine treibende Funktion bei dem beobachteten Abschmelzen tropischer Gletscher besitzt, kann derzeit ausgeschlossen werden.

Die bodennahe *Oberflächen-Temperatur* und die über den Wasserdampfgradienten, die Sublimation und das Schmelzen steuernde *Luftfeuchtigkeit* sind neben *El Niño* und *La Niña* wahrscheinlich die treibenden Faktoren der Massenbilanz-Änderung der tropischen Gletscher. Der *Temperatur*, als einer die anderen Klima-Parameter steuernden Variablen wird eine zentrale Rolle und Indikatorfunktion bei der Betrachtung der Auswirkungen des Klimawandels auf die Gletscher und Schmelzwasserverfügbarkeit beigemessen. Sie muss bei der folgenden Massenbilanzierung vorrangig beachtet werden. Der *Niederschlag* darf insofern nicht vernachlässigt werden, als er speziell in den äußeren Tropen eine besondere Wirkung als Steuerfaktor der hygrischen Jahreszeiten und der Albedo durch Neuschnee-Ereignisse hat, bisher aber keine signifikanten Veränderungen aufweist. Der Faktor *Bewölkungsgrad* wird in den folgenden Kapiteln durch seine nur geringeren Wirkungen auf den Gletschermassenhaushalt vernachlässigt.

Ein folglich schnelles Abschmelzen der Gletscherkörper kann gravierende Folgen für die in den Tälern lebenden Bewohner haben. Es stellt sich die Frage, wie mit den Veränderungen umgegangen wird. Die bisher angestrebten technischen Lösungen (v. a. Tunnelbohrungen und Seestauungen) könnten die Versorgungs-Engpässe nachhaltig entschärfen – vorausgesetzt, es ergeben sich im Zuge des Klimawandels keine zu starken Veränderungen des Niederschlagsmusters. Trotzdem wäre es wünschenswert und je nach Lage auch unbedingt nötig, dass ganze Konsumentengruppen (z. B. die Oberschicht Limas, die Agrarwirtschaft in den Flussoasen und der Bergbau) ihr Verhalten nachhaltig ändern, damit das Wasser nicht wie bisher von den einen vergeudet wird und von den anderen gar nicht ausreichend genutzt werden kann. Dazu sollten politische und ökonomische Anreize geschaffen werden, die zur Zeit nicht nur fehlen sondern absurderweise genau umgekehrt

existieren: wer Anschluss an das Wassernetz hat und viel konsumiert wird subventioniert, während der, der sein Wasser aufgrund von fehlender Infrastruktur aus Tanklastwagen bezieht dafür auch noch mit fünf- bis zehnfach höheren Preisen „bestraft“ wird (s. *Kap. 1*).

## **6 Grundlagen und methodische Vorgehensweise der Satellitenszenen-Analyse**

Als Kernstück der vorliegenden Arbeit ist die Ermittlung der Flächen- und Massenveränderung der in *Kap. 3* vorgestellten Gletscher mit aktuellen Methoden der Satellitenbild-Analyse ausgewählt worden. Beweggründe die zu dieser nicht direkt-geodätischen Messung führen, sind zum einen in dem Umstand begründet, dass es im Rahmen der limitierten Diplom-Arbeitszeit, der gegebenen Handlungsmöglichkeiten und Erfahrung nicht leistbar gewesen wäre, ein Team zusammenzustellen, das vor Ort langfristige Bohrungen und Messungen hätte durchführen können. Zum anderen erscheinen die neuen Methoden vielversprechend, einen durch die enorme Höhe und geringe Infrastruktur schwer zugänglichen Raum umfassend und relativ gut in der zur Verfügung stehenden Zeit erfassen zu können.

In den folgenden Kapiteln wird eine kurze Einführung in für Satelliten-Sensoren relevante Arten von Strahlungen (*Kap. 6.1.1*) gegeben. Des Weiteren sollen die grundsätzlichen Eigenschaften von Schnee und Eis charakterisiert (*Kap. 6.1.2*) und nachfolgend die Ermittlung von Schnee- und Eisflächen mit den ausgewählten ASTER- und Landsat-4/5-Daten (*Kap. 6.1.3 u. 6.1.4*) näher vorgestellt werden.

Das Hauptaugenmerk liegt auf der Gletscherflächen- und Massenbilanzierung. Dazu werden zunächst die Auswahl (*Kap. 6.2.1*) und Vorprozessierung der Szenen (*Kap. 6.2.2*) und dann die Generierung eines DHMs aus ASTER-Stereo-Daten (*Kap. 6.2.3*) sowie die Ermittlung der Schneepixel und Gletscherflächen aus ASTER- und Landsat-Bildern (*Kap. 6.2.4*) beschrieben. Anschließend kann die Volumen- und Massen-Berechnung (*Kap. 6.2.5*) sowie eine Umrechnung in ein für die Wasserversorgung relevantes Wasseräquivalent vorgestellt werden (*Kap. 6.2.6*). Nach einer Vorstellung von ermittelten klimatisch relevanten Gletscherparametern (*Kap. 6.3*) sollen zuletzt die angewandte Methodik und die Problematik dieser digitalen, indirekten Messungen genauer diskutiert werden (*Kap. 6.3*).

## 6.1 Grundlagen für die satellitengestützte Massenbilanz-Analyse

Um später die eigentlichen Ergebnisse ermitteln und deren Ungenauigkeiten diskutieren zu können, muss zunächst eine grundlegende Einführung in für die Fernerkundung und das Thema der Arbeit relevante Mechanismen und Datengrundlagen gegeben werden. Darauf aufbauend kann dann die Analyse der Satellitendaten vorgestellt werden.

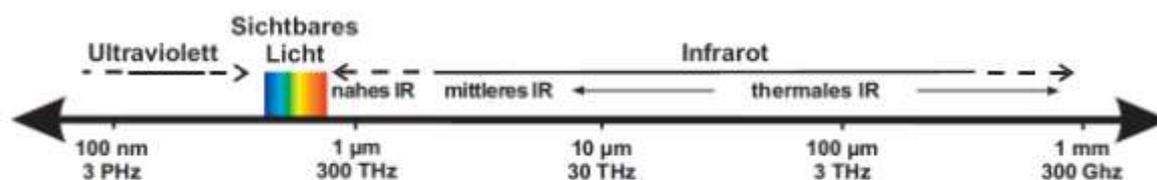
### 6.1.1 Elektromagnetisches Spektrum, solare und terrestrische Strahlung

Eine kompakte Einführung zum grundlegenden Verständnis, was Strahlung überhaupt ist, liefert folgende Definition (nach CAMPBELL 1996, MALBERG 2002 u. HÄCKEL 1999 in SCHUSTER 2007: 9):

*„Die Strahlung ist ein physikalischer Vorgang, bei dem der Transport von Energie ohne materiellen Träger erfolgt. Man stellt sich die Strahlung als eine elektromagnetische Welle vor, die aus einem elektrischen und einem darauf senkrecht stehenden magnetischen Feld besteht, die sich ständig wechselseitig aufbauen. Beide Felder stehen wiederum senkrecht zur Ausbreitungsrichtung, in welche die gesamte Energie der resultierenden Transversalwelle transportiert wird. Weil sie keine materiellen Träger benötigt, kann sie den luftleeren Raum durchdringen und Energie beispielsweise von der Sonne zur Erde oder der Erde an einen satellitengestützten Sensor befördern.“*

Für die weitere Betrachtung sind dabei zwei Kriterien entscheidend: die Länge der erwähnten elektromagnetischen Welle und das Ausstrahlungsmedium, das wiederum die Länge der Welle und damit die Strahlungsart beeinflusst.

Die Wellenlänge kann in einem elektromagnetischen Spektrum nach verschiedenen Strahlungsintensitäten geordnet werden (s. Abb. 12 u. Tab. 5). Im für die Fernerkundung relevanten Spektralbereich kann demnach von kleiner zu großer Wellenlänge zwischen sichtbarem Licht ( $\lambda = 0,45-0,72 \mu\text{m}$ ), nahem ( $\lambda = 0,72-1,30 \mu\text{m}$ ), mittlerem ( $\lambda = 1,30-8,00 \mu\text{m}$ ) und thermischem Infrarot ( $\lambda = 8,00-15,00 \mu\text{m}$ ) unterschieden werden. Diese Einteilung wird bei den Autoren unterschiedlich gehandhabt und teilweise noch weiter spezifiziert.



**Abb. 12:** Wellenlängen des elektromagnetischen Spektrums und ihre Emittter.

Der für die Fernerkundung wichtige Bereich der Wellenlänge liegt zwischen dem sichtbaren Bereich (VIS) und dem thermischen Infrarot (TIR).

Quelle: verändert nach SCHUSTER 2007: 10

Das *Stefan-Boltzmann-Gesetz* besagt, dass alle Körper  $> 0\text{K}$  elektromagnetische Strahlung freigeben. Diese Emission steigt proportional mit der vierten Potenz der Temperatur des Körpers an. Durch die verschiedene (gemittelte) Oberflächentemperatur von Sonne ( $5800\text{K} = 5527^\circ\text{C}$ ) und Erde ( $288\text{K} = 15^\circ\text{C}$ ) ergibt sich nach dem *Planckschen Gesetz* für beide Emittter ein unterschiedliches Ausstrahlungs-Spektrum. Die Sonne gibt die solare, kurzwellige und energiereiche ( $\lambda = 0,3\text{-}2,2 \mu\text{m}$ ), die Erde die terrestrische, langwellige und energieärmere Strahlung ( $\lambda = 3,0\text{-}60,0 \mu\text{m}$ ) ab (SCHUSTER 2007: 9 ff.).

<u>Wellenlängen des elektromagnetischen Spektrums und ihre Emittter</u>		
Wellenlängenbereich	spektraler Bereich $\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	
sichtbares Licht (VIS)	0,45 - 0,72	
nahes Infrarot (NIR)	0,72 - 1,30	
mittleres Infrarot (MIR)	1,30 - 8,00	
thermisches Infrarot (TIR)	8,00 - 15,00	
fernes Infrarot (FIR)	15,00 - 1000	
Emittter ( $\varnothing T$ in $^\circ\text{C}$ )	spektraler Bereich $\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	Wellenlängenbereich
Sonne (5527)	0,3 - 2,2	VIS, NIR, MIR
Erde (15)	3,0 - 60,0	MIR, TIR, FIR

**Tab. 5:** Wellenlängen des elektromagnetischen Spektrums und ihre Emittter.

Quelle: verändert nach SCHUSTER 2007: 9 ff.

Wie in Kap. 5.2.4 erläutert, wird durch die Bewölkung in der Atmosphäre also das Vorherrschen von langwelliger, atmosphärischer Gegenstrahlung (AG) oder aber

kurzwelliger, direkter solarer Einstrahlung (D) und damit die Energiebilanz der Erde (und der Gletscher) gesteuert. Dabei ist zu beachten, dass jeder Körper auf der Erdoberfläche (z. B. Schnee, Vegetation, Fels etc.) durch seine speziellen Struktur- und Temperatureigenschaften die solare Strahlung in einer gegebenen Wellenlänge reflektiert. Ein passives Sensorsystem wie ASTER oder Landsat macht sich diese Eigenschaften zu Nutze, indem es die Sonne als Belichtungsquelle verwendet und die differenzierte terrestrische Rückstrahlung der verschiedenen Stoffe in unterschiedlichen Kanälen als Signale abspeichert (s. *Kap. 6.1.3 / 6.1.4*).

### **6.1.2 Radiometrische und thermische Eigenschaften von Schnee und Eis**

Wie bereits in *Kap. 5.2.2* dargestellt, hat eine Schneedecke entscheidende Auswirkungen auf den Energieumsatz im System zwischen Erde, Gletscher und Atmosphäre. Über die Albedo steuert sie mit ihren besonderen radiometrischen und thermischen Eigenschaften das Mikroklima des Gletschers und ggf. auch das Mesoklima der umliegenden Gebiete und höheren Luftschichten.

Die Reflexions- und Emissionseigenschaften von Schnee und Eis sind für die in der vorliegenden Arbeit folgende Analyse auf der Basis von Fernerkundungs-Methoden besonders wichtig. Im nahen ultravioletten und sichtbaren Bereich (VIS) ist die Albedo von Schnee generell sehr hoch (~ 80-90%). Das bedeutet, dass der Großteil der auftreffenden kurzwelligigen Solarstrahlung direkt wieder (diffus) reflektiert und somit nicht als Wärmeenergie an der Gletscheroberfläche umgesetzt wird. Insbesondere Neuschnee verfügt über diese Eigenschaft, einen Großteil der solaren Strahlung wieder zurückzustrahlen, was positive Auswirkungen auf die Gletscher-Massenbilanz hat (reduziertes Schmelzen). Im nahen Infrarot (NIR) und kurzwelligen, mittleren Infrarot (KWIR) wird die Strahlung von der Schneedecke am stärksten absorbiert. Dieser Wellenlängenbereich spielt daher eine entscheidende Rolle bei Schmelzvorgängen und der Energiebilanz der Schneeoberfläche (nach WISCOMBE & WARREN 1980 in SCHUSTER 2007: 14 f.). Der aufgeführte Gegensatz von hoher Reflexion (VIS) und hoher Absorption (KWIR) wird bei der Schneerkennung in der Fernerkundung zur **Ermittlung von Schneepixeln** über beispielsweise den NDSI gezielt verwendet (s. *Kap. 6.2.4*).

### 6.1.3 ASTER-Daten – eine Einführung

ASTER ist die Abkürzung für *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* und ist einer von fünf Sensoren auf dem in Japan gebauten und **seit 2000** hoch aufgelöste Szenen aufzeichnenden NASA-Satelliten „Terra“. Der Satellit fliegt in **705 km** Höhe sonnensynchron über der Erde und passiert den Äquator täglich von N nach S um 10.30 h morgens (NASA 2009A).

Eine Szene des ASTER-Sensors weist eine Streifenbreite von **60 km · 60 km** und eine räumliche Auflösung von **15 bis 90 m** (je nach Wellenlänge, s. *Tab. 6*) auf. Die zeitliche Auflösung (Wiederholungsrate) beträgt **16 Tage**. Nach genau dieser Zeit nimmt er theoretisch von der gleichen Position aus wieder eine neue Szene auf. Faktisch werden aber aufgrund technischer Datenspeicher-Limitierungen nicht alle dieser Aufnahmen vom Satelliten an das ERSDAC-Zentrum in Japan überspielt. Und von dieser verminderten Anzahl an übertragenen Szenen werden weniger als die Hälfte (max. 310 von 650 global/Tag) als L1B-Daten prozessiert (ABRAMS & HOOK 2009: 16). Deshalb kann je nach Untersuchungsgebiet (wie auch im vorliegenden Fall) die zeitliche Auflösung bedeutend schlechter sein und es zu Engpässen bei der Datenbeschaffung kommen. Der Sensor ist ein optoelektronisches System, erfasst also jedes Bild mit einem hochsensiblen CCD-Sensor (*Charge-Coupled Device*) wie bei einer Digitalkamera. Dies hat den Vorteil, dass bei der Aufnahme keine Bewegungen des Trägersystems verursacht werden und somit ein geometrisch exakteres Bild zeilenweise gespeichert werden kann (SCHUSTER 2007: 18 f.).

ASTER ist sehr gut für die Analyse der Kryosphäre geeignet (KÄÄB ET AL. 2002: 51) und bietet darüber hinaus die besondere Funktion, durch eine zeitlich und im Winkel versetzte Aufnahme **Stereobilder** zu erfassen (s. *Abb. 13*). Das so erzeugte Bild-Paar wird im doppelten Band 3 (N, B) mit einer sehr guten räumlichen Auflösung von 15 m abgespeichert. Ein daraus entwickeltes und geometrisch korrigiertes Digitales Höhenmodell (DHM) kann beim ERSDAC erworben oder aber mit Hilfe von Bezugspunkten (*TPs*) und Passpunkten (*GCPs*) unter Anwendung von professioneller Software selbst erstellt werden (s. *Kap. 6.2.3*). Bei der vorliegenden Arbeit werden auf diese Weise selbst erstellte 3-D-Geländemodelle des Untersuchungsgebietes zur Berechnung der Gletscherflächen, ihrer Volumina und zur Darstellung der Topographie verwendet (s. *Kap. 6.2.3 u. 6.2.4*).

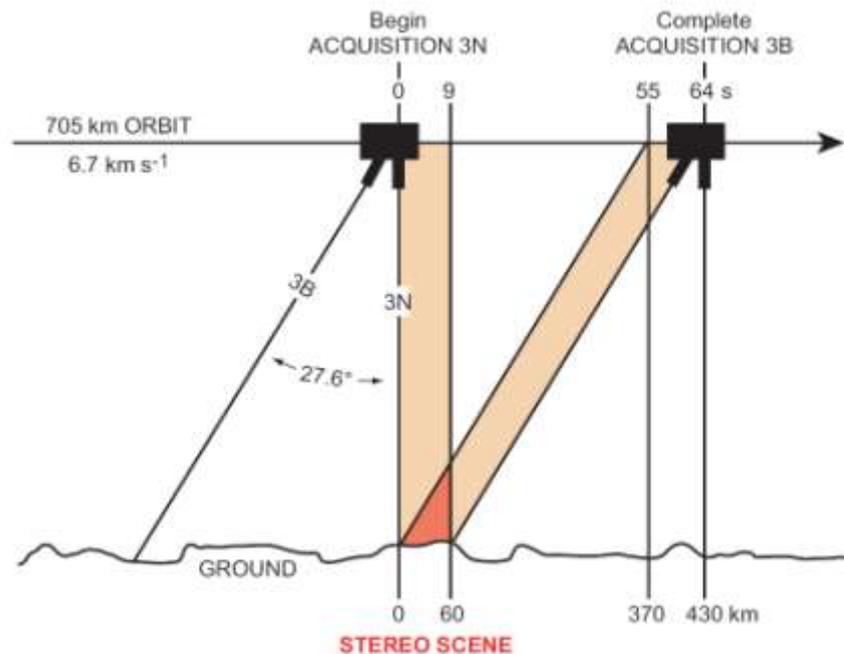
<b><u>ASTER-Bänder und ihre Spezifikationen</u></b>			
<b>Wellenlängenbereich</b>	<b>Band Nr.</b>	<b>spektraler Bereich <math>\lambda</math> (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>räumliche Auflösung (m)</b>
sichtbares und nahes Infrarot (VNIR)	1	0,520 - 0,600	15
	2	0,630 - 0,690	15
	3N	0,760 - 0,860	15
	3B	0,760 - 0,860	15
kurzwelliges Infrarot (KWIR)	4	1,600 - 1,700	30
	5	2,145 - 2,185	30
	6	2,185 - 2,225	30
	7	2,235 - 2,285	30
	8	2,295 - 2,365	30
	9	2,360 - 2,430	30
thermisches Infrarot (TIR)	10	8,125 - 8,475	90
	11	8,475 - 8,825	90
	12	8,925 - 9,275	90
	13	10,25 - 10,95	90
	14	10,95 - 11,65	90

**Tab. 6: ASTER-Bänder und ihre Spezifikationen.**

Das doppelte Band 3 dient zur DHM-Erstellung. Es wurde in der Tabelle hervorhebend eingerahmt.

Quelle: ERSDAC 2009B

Daten-Produkte von ASTER sind in zwei Prozessierungs-Stufen vorhanden: Level 1- (L-1) und Level 2-Daten (L-2). Die L1-Daten werden in L1A- und L1B-Daten gegliedert. L1A-Daten stellen vollwertige Produkte mit allen wichtigen radiometrischen und geometrischen Eigenschaften dar, sind aber nicht vorprozessiert und damit Rohdaten (im Prinzip L0-Daten). Dem Benutzer wird somit die Möglichkeit gelassen, eigene Korrekturen an den Daten vorzunehmen (z. B. Atmosphärenkorrektur), die jedoch sehr aufwändig und nur mit entsprechendem Wissen durchführbar sind. L1B-Daten sind radiometrisch und geometrisch korrigiert und damit direkt für Analysen einsetzbar. Trotz der einfacheren Handhabung der L1B-Daten werden in der vorliegenden Arbeit auch L1A-Daten verwendet, da in der bereits vorprozessierten Stufe nicht genügend Szenenmaterial verfügbar war (s. Kap. 6.2.1).



**Abb. 13: Stereobild-Aufnahme von ASTER.**

Nach der Aufnahme der Bandes 3N in 9 Sekunden beginnt ASTER nach 45 Sekunden Weiterflug aus einer neuen Position mit einem Inklinationswinkel des Sensors zur Erde von 27,6°, dasselbe Gebiet erneut aufzunehmen. Dadurch entsteht das zunächst verzerrte Band 3B. Anhand der Stereobild-Erstellung können beide Bänder zu einem DHM „verschmolzen“ werden..

Quelle: KÄÄB ET AL. 2002: 2

#### 6.1.4 Landsat-Daten – Einführung und Vergleich mit ASTER

Die NASA startete 1972 die erste Landsat-Mission und damit die weltweit erste satellitengestützte zivile Beobachtung der Erdoberfläche. Seitdem wurden insgesamt sieben Landsat-Satelliten sonnensynchron in 705 km Entfernung in die Erdumlaufbahn gebracht. Zwei dieser Satelliten, Landsat-5 TM (der baugleiche Nachfolger von Landsat-4) und Landsat-7 ETM+, die sich in ihren spektralen und räumlichen Eigenschaften sehr ähneln, übertragen immer noch Daten an die Erde (NASA 2009C, s. Tab. 7). Im Rahmen der Diplomarbeit konnten aber nur die Daten von Landsat-4/5 für einen multitemporalen Untersuchungszeitraum von 1985 bis 2008 verwendet werden (s. unten).

Landsat-4 mit Thematic Mapper (TM) ist ein zwischen 1982 und 1993 tätiger Erdbeobachtungs-Satellit gewesen, der die Erde ebenfalls wie Terra (ASTER) in **705 km** Höhe sonnensynchron überflogen und den Äquator von N nach S eine halbe Stunde früher (um 10.00 h morgens) passiert hat. Aufgrund technischer Schwierigkeiten ist Landsat-4

TM seit 1993 außer Betrieb und durch den nur zwei Jahre später gestarteten, baugleichen Landsat-5 TM abgelöst worden. Letzterer sendet entgegen ursprünglichen Lebensdauer-Kalkulationen der NASA immer noch hochwertiges Szenen-Material und ist damit weiterhin für Erdoberflächen-Analysen verwendbar. Aufgrund der Kombination von Szenen-Material beider baugleicher Satelliten wird im Folgenden nur von *Landsat-4/5 TM* gesprochen.

Landsat-7 mit *Enhanced Thematic Mapper* (ETM+) ist ein **seit 1999** tätiger Erdbeobachtungs-Satellit, der die Erde mit ähnlichen Parametern wie seine Landsat-Vorgänger und auch Terra (ASTER) umfliegt (USGS 2009B). Eine aufgenommene Szene ist mit **185 km · 180 km** relativ breit. Die räumliche Auflösung beträgt bei **Landsat-7 15 bis 60 m** und bei **Landsat 4/5 30 bis 120 m** (s. Tab. 7). Die Wiederholungsrate liegt ebenfalls bei **16 Tagen**. Seit 31.03.2003 ist der *Scan Line Corrector* von Landsat-7 ETM+ beschädigt und abgeschaltet. Dadurch befinden sich ab diesem Datum in allen Kanälen schwarze, parallele Streifen und es gehen etwa 22% der Bildinformationen verloren (je nach Position des zu analysierenden Gebietes). Es gibt Algorithmen, durch die mittels Verrechnens nahezu identischer Szenen anderer Satelliten diese optischen Lücken im Bild aufgefüllt werden können. Dieser Ansatz liefert nicht immer zufriedenstellende Ergebnisse (vgl. SCARAMUZZA ET AL. 2004: 1 ff.). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist deshalb keine Korrektur der Szenen vorgenommen worden, die Landsat-7 ETM+-Daten können für eine umfassende Analyse zwischen 2003 und 2008 folglich nicht herangezogen werden.

<b><u>Landsat 4/5-TM-Bänder und ihre Spezifikationen</u></b>			
<b>Wellenlängenbereich</b>	<b>Band Nr.</b>	<b>spektraler Bereich <math>\lambda</math> (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>räumliche Auflösung (m)</b>
sichtbares Licht (VIS)	1	0,45 - 0,52	30
	2	0,52 - 0,60	30
	3	0,63 - 0,69	30
nahes Infrarot (NIR)	4	0,77 - 0,90	30
mittleres Infrarot (MIR)	5	1,55 - 1,75	30
	7	2,08 - 2,35	30
thermisches Infrarot (TIR)	6	10,40 - 12,50	120

**Tab. 7: Landsat 4/5-TM-Bänder und ihre Spezifikationen.**

Quelle: NASA 2009D

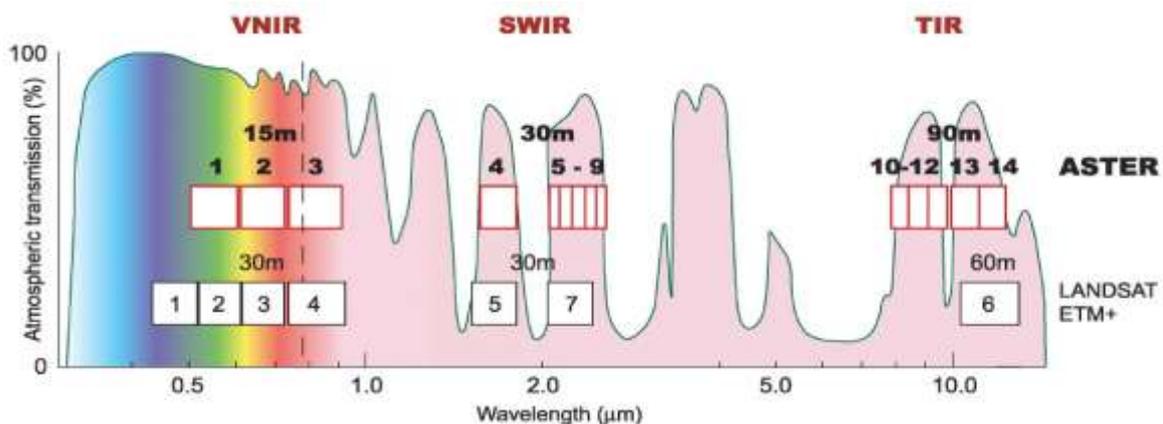
Daten-Produkte von Landsat sind inzwischen in nur noch zwei verschiedenen Prozessierungs-Stufen vorhanden, als Level-0R- und Level-1G-Daten. Die 0R-Daten sind Rohdaten, die weder radiometrisch noch geometrisch korrigiert sind. Für die vorliegende Arbeit werden die höherwertigen (*high-level*) **L1T-Daten** verwendet, das am stärksten korrigierte 1G-Produkt. Dieses ist komplett radiometrisch und geometrisch durch Verwendung von Passpunkten (*GCPs*) und einem DHM der SRTM-Mission von der NASA vorprozessiert worden. Die geometrische Genauigkeit jeder Szene hängt stark von den verwendeten Passpunkten und der Exaktheit des DHMs ab. Jede Szene weist weniger als 40% Bewölkungsgrad auf, ist nach N ausgerichtet, in das UTM-WGS84-Koordinatensystem projiziert und im gängigen Raster-Format *GeoTIFF* vorhanden (NASA 2009 B: Kap. 11).

**Landsat** arbeitet mit einem optisch-mechanischen Spiegelsystem, das den Nachteil gegenüber ASTER besitzt, durch seine Eigenbewegung eine geringere geometrische Genauigkeit der Aufnahme zu erzielen (SCHUSTER 2007: 18 f.). Der Sensor besitzt keinen doppelten Kanal und damit auch keine Stereobild-Funktion wie ASTER. Die Daten können also nicht für Beobachtungen von Höhenveränderungen und damit auch nicht für Gletschervolumina-Berechnungen mittels DHM benutzt werden.

Ein Vorteil von Landsat ist die kostenlose Verfügbarkeit aller Szenen im Internet auf der USGS-Seite <http://glovis.usgs.gov/>. Außerdem reichen die Daten durch die frühen Bestrebungen der Landsat-Mission bis in die 1970er zurück (Landsat-4/5 seit 1982). Die Anwendung zur Kryosphären-Beobachtung ist durch die ähnlichen Band-Spezifikationen vergleichbar gut wie bei ASTER.

**ASTER** weist aber eine höhere Differenzierung in bis zu 14 Kanäle (Bänder) auf. Die für die Schneeerkennung (*s. Kap. 6.1.2*) entscheidenden Bänder 1 (15 m Auflösung) und 4 (30 m Auflösung) können bei der Anwendung zur Gletscherflächen-Ermittlung zu etwas genaueren Resultaten führen als die im ähnlichen Wellenlängenbereich liegenden Bänder 2 und 5 (30 m Auflösung) von Landsat (KÄÄB ET AL. 2002: 48, *s. Abb. 14*). Dies liegt insofern nahe, als ASTER eine bessere räumliche Auflösung um den Faktor vier von 15 m · 15 m gegenüber 30 m · 30 m bei Landsat im multispektralen VNIR aufweist und außerdem der geometrisch genauere CCD-Sensor (*Charge-Coupled Device*) für die Aufnahmen eingesetzt wird. Zusätzlich können die Kanäle durch unterschiedliche

Sensoreinstellungen an die Strahlungsstärke angepasst werden (*gain settings*), was bei einer hochreflektierenden Schnee- oder Eis-Oberfläche eine zu starke Sättigung verhindert und damit den Kontrast des Bildes besser als z. B. bei Landsat darstellen kann (SINGH KHALSA ET AL. 2004: 2178). Die Stereobild-Funktion ist darüber hinaus eine konkurrenzlose und zur Berechnung der Gletschervolumina elementare Eigenschaft des Sensors. Ein Nachteil ist die viel geringere Streifenbreite, die nur 1/9 derjenigen Landsats beträgt (60 km · 60 km gegenüber 180 km · 185 km). Bei gegebener Größe des Untersuchungsgebietes entsteht die Notwendigkeit, mehrere Satellitenbilder von ASTER über den japanischen ERSDAC-Server [www.ersdac.or.jp/eng/index.E.html](http://www.ersdac.or.jp/eng/index.E.html) zu bestellen. Dies wiederum wirft Kosten von derzeit 9800 YEN (~ 70 Euro) pro Szene auf. Außerdem ist es unwahrscheinlich, eine lineare multitemporale Reihe aller nötigen Szenen erwerben zu können, da, wie bereits beschrieben, nicht alle von ASTER erfassten Szenen an das ERSDAC übertragen werden (*s. Kap. 6.1.3*).



**Abb. 14:** Spektralbereich von ASTER und Landsat 4-7.

Landsat weist einen Kanal mehr als ASTER im sichtbaren Bereich (VIS) auf, dafür kann ASTER insbesondere im KWIR (SWIR) und TIR durch mehr Kanäle differenziertere Aufnahmen machen. Für die eigene Methodik sind aber nur die ersten vier Kanäle von ASTER und die ersten fünf Kanäle von Landsat interessant.

Die hier aufgeführten Wellenlängen der Bänder 1-6 von Landsat sind zwischen den Generationen 4/5 TM und 7 ETM+ nahezu identisch. Deshalb ist die Grafik auch für den Vergleich ASTER – Landsat 4/5 geeignet.

Quelle: ERSDAC 2009B

## 6.2 Methodische Vorgehensweise zur Ermittlung der Gletscherflächen und ihrer Volumina

Im folgenden Kapitel wird nach der Vorstellung der Satellitenszenen-Auswahl (*Kap. 6.2.1*) die zu Grunde liegende semi-automatisierte Methodik zur Prozessierung und Analyse der

vorgestellten ASTER- und Landsat-Szenen (*Kap. 6.2.2*) chronologisch dargestellt und erläutert. Um dabei die Methodik-Kapitel nicht durch ausufernde Erklärungen zu Befehlen einzelner Programme zu belasten, verdeutlichen kompakte Tabellen die Vorgänge (*Kap. 6.2.3 u. 6.2.4*). Im Rahmen der eigenen DHM-Erstellung, wurde ein „Tutorial“ entwickelt, das im Anhang unter *A-K* zu finden ist und als Schritt-für-Schritt-Anleitung einen systematischen Einstieg in die Thematik bietet.

Die gesamte Bearbeitung und Analyse wird mit Fernerkundungs-Software und einem GIS durchgeführt. Dazu werden die neueste Version von *HEG-Tool 2.9* (NASA), *Geomatica 10.2* (PCI Geomatics), *Erdas Imagine 9.1* (Leica Geosystems) und *ArcGIS Desktop 9.2* (ESRI) verwendet. Während die Software *HEG-Tool* nur für das direkte Auslesen und Projizieren der hauseigenen Daten von NASA gedacht ist, bieten *Geomatica* und *Erdas Imagine* diverse professionelle Korrektur- und Analyse-Möglichkeiten, die vor allem für nicht vorprozessierte Daten (Rohdaten) nützlich sein können. *ArcGIS Desktop* ist gut geeignet, um die selbst vorprozessierten, also korrigierten Daten diversen Analysen zu unterziehen und schließlich in Ergebnis-Karten darzustellen.

Fortan werden alle Szenen in das **UTM**-System, Datum **WGS84**, Zone **18S** (den vertikalen UTM-Streifen, der das Untersuchungsgebiet abdeckt) projiziert. Damit sind die Daten in ein metrisches System konvertiert, das gut für GPS-Anwendungen und für den direkten Vergleich mit den topographischen Karten der Gegend (z. B. IGN 2009, Maßstab: 1:100.000) geeignet ist.

### **6.2.1 Auswahl der Satelliten-Szenen**

Für die vorliegende Arbeit wurden L1T-Produkte von Landsat-4/5 und L1A- sowie L1B-Produkte von ASTER im Zeitraum von 1985 bis 2008 akquiriert (*Infos zur Produktklasse s. Kap. 6.1.3 u. 6.1.4*). Die Szenen müssen zumindest über den zu analysierenden Gletschergebieten einen sehr geringen Bewölkungsgrad aufweisen, um die Schnee- und Eiskörper ohne Störungen klassifizieren zu können. Darüber hinaus sollten sie möglichst am Ende der Trockenzeit aufgenommen worden sein, damit ein nur minimales Risiko durch Falsch-Klassifizierungen von vorübergehend vorkommendem Neuschnee besteht (*vgl. Kap. 5.3*). Da diese Idealbedingungen in dem Hochgebirgsraum Anden aus gegebenen klimatischen und orographischen Gründen, aber auch durch die faktisch

geringere zeitliche Auflösung der ASTER-Daten (s. Kap. 6.1.3), nicht immer erreicht werden, musste auch auf Szenen aus vorhergehenden Monaten mitten im S-Winter (z. B. Juni) zurückgegriffen werden.

Schließlich konnten ausgewählte ASTER-Szenen für den Zeitraum 2002 bis 2008 gekauft werden, die späterhin für die Volumenberechnung dienen. Leider nimmt ASTER seit April 2008 wegen einer ungewöhnlich hohen Detektor-Temperatur nur unbrauchbare Bilder im KWIR auf (ERSDAC 2009C). Dies bedeutet, dass die Methode der NDSI-Verrechnung für die Szene 9.a (26.06.2008, s. Tab. 9) nicht durchgeführt werden kann und deshalb eine alternative Lösung zur Ermittlung der Fläche gefunden werden muss (s. Kap. 6.2.4).

Bei der Auswahl der Landsat-Szenen besteht der Vorteil darin, mit jeder Szene sowohl beide Gletschergebiete voll erfasst vorliegen zu haben als auch eine faktisch bessere zeitliche Auflösung und damit mehr Bild-Wahlmöglichkeiten zu besitzen. Nahezu im 2-Jahres-Intervall konnten Szenen von 1985 bis 2008 (mit einem scharfen 9-Jahres-Sprung zwischen 1987-1996) bezogen werden. Aber der seit März 2003 beschädigte *Scan Line Corrector* bewirkt ab diesem Datum, dass jede Szene durch ihren starken Informationsverlust für die Gletscher-Analyse unbrauchbar wird (s. Kap. 6.1.4). In der vorliegenden Arbeit werden deshalb die Landsat-Szenen nur bis 2000 verwendet und von da an bis zum Jahr 2008 durch ASTER abgelöst. Die folgenden Tabellen 8 und 9 bieten eine kompakte Übersicht über die ausgewählten Szenen beider Sensoren.

<b><u>Ausgewählte Landsat – Szenen</u></b>				
Streifenbreite: 180x185 km, Sensor in 705 km Höhe, Aufnahme: ca. 14.30-15.00 h UTC				
L1T: vorprozessierte Daten, geometrisch selbst angepasst				
<b><u>Nr.</u></b>	<b><u>Datum</u></b>	<b><u>Bewölkungs- Grad</u></b>	<b><u>Mittelpunkt der Szene</u></b>	<b><u>Anmerkungen</u></b>
		[% der Szene]	[Dezimalgrad °]	
1	07.09.1985	10	-11,569 / -76,335	etwas Neuschnee im Gebiet
2	12.08.1987	10	-11,569 / -76,310	--
3	04.08.1996	10	-11,567 / -76,329	--
4	27.09.1998	10	-11,565 / -76,329	Szene nach lang anhaltendstem El Niño seit ENSO-Aufzeichnungen
5	30.07.2000	10	-11,560 / -76,365	Neuschnee im Gebiet

**Tab. 8: Für die Untersuchung ausgewählte Landsat-Szenen.**

<b><u>Ausgewählte ASTER – Szenen</u></b>				
Streifenbreite: 60x60 km, Sensor in 705 km Höhe, Aufnahme: ca. 15.30 h UTC				
L1A: Rohdaten, radiometrisch selbst korrigiert und geometrisch angepasst				
L1B: vorprozessierte Daten, geometrisch selbst angepasst				
<b><u>Nr.</u></b>	<b><u>Datum</u></b>	<b><u>Bewölkungs- Grad</u></b>	<b><u>Mittelpunkt der Szene</u></b>	<b><u>Anmerkungen</u></b>
(a) L1A (b) L1B		[% der Szene]	[Dezimalgrad °]	
6.b	19.06.2002	6	-12,170 / -75,919	--
7.b	19.06.2002	2	-11,635 / -75,997	--
8.a	07.07.2006	11	-11,824 / -76,054	leicht bewölkt
9.a	26.06.2008	2	-11,825 / -76,047	bewölkt, wenige Wolken über südlichem Gletschergebiet

**Tab. 9: Für die Untersuchung ausgewählte ASTER-Szenen.**

### 6.2.2 Vorprozessierung und Homogenisierung der Daten

Nach dem Download der ASTER-Produkte über den ERSDAC-Server und der Landsat-Produkte über den USGS-Server müssen die erworbenen Daten zum Teil umfangreich bearbeitet werden.

Die **ASTER-L1B**-Szenen liegen sämtlich im Format *HDF-EOS (Hierarchical Data Format – Earth Observing System)* vor. Für die spätere Analyse im GIS müssen diese Szenen zunächst ausgelesen und in das Projektionssystem *UTM WGS84* der Zone 18S konvertiert werden. Dies ist für die radiometrisch und geometrisch korrigierten (*registered radiance at sensor*) L1B-Daten leicht mit *HEG-Tool 2.9 (HDF-EOS to GIS Format*

**Tab. 9: Ausgewählte ASTER-Szenen.**

*Conversion Tool*) der NASA durchzuführen. Im *Nearest-Neighbor*-Verfahren wird aus jedem Band einzeln ein GeoTIFF erstellt und entsprechend projiziert (s. *Tab. 10, Schritt 1a*). Dabei kann durch ein direkt angewendetes Wiederabtast-Verfahren (*Resampling*) des Bandes 4 dessen räumliche Auflösung auf die des Bandes 1 von 30 auf 15 m interpoliert werden (*Schritt 2a*). Dieser Vorgang erzielt zwar keinen Informationsgewinn, ist aber notwendig, um spätere NDSI-Verrechnungen beider Bänder adäquat durchführen zu können (s. *Kap. 6.2.4*). Durch die Kombination der Grundfarben des sichtbaren Bereiches, Bd. 3, Bd. 2 und Bd. 1, kann ebenfalls im selben Programm ein RGB-Bild erstellt werden

(*Schritt 5a*), das einem Echtfarbbild ähnelt, jedoch Anomalien von roten Reflexionen aufweist. Diese ergeben sich aus dem etwas verschobenen Blau-Wellenlängenbereich des ASTER-Sensors.

Alle **ASTER-L1A**-Szenen müssen umfassend bearbeitet werden, da sie weder radiometrisch noch geometrisch vorprozessiert vorliegen (*radiance at sensor*). Da die für eine solche Bearbeitung nötigen Informationen (Koeffizienten) allerdings in die Metadaten geschrieben werden, kann auch L1A mit Hilfe einer Fernerkundungs-Software radiometrisch und teilweise geometrisch korrigiert werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird dazu *Erdas Imagine 9.1* verwendet. Zuerst ist eine radiometrische Korrektur durchzuführen, die **Sensorkalibrierung**. Dabei wird der Wertebereich der einzelnen „rohen“ Pixel (*Digital Numbers, DN*s) in kalibrierte Pixel umgewandelt. Es gilt:

$$\text{STRAHLUNG}_{\text{ASTER (VNIR, KWIR)}} = \frac{A \cdot V}{G} + D$$

wobei  $A$  = Sensorinklination zur Erde (*Slope*),  $V$  = Signal (*DN*),  $G$  = Sensorspannung (*Gain*) und  $D$  = Versatz (*Offset*) ist (USGS 2009A). Gleichzeitig findet eine Rektifizierung und Streifenreduktion des Bildes statt, ein ursprünglich für Landsat entwickelter Algorithmus kann somit Farbabweichungen und Störungen im Bild durch Homogenisierungen verringern. Dann werden die Speicherung als GeoTIFF und die UTM-Projektion ausgeführt (*s. Tab. 10, Schritt 1b*) und es wird, wie zuvor beschrieben, ebenfalls ein *Resampling* auf Band 4 angewendet (*Schritt 2b*). Zuletzt wird in *Geomatica 10.2* eine Konvertierung von „*Single Float*“ (Dezimalzahlen) zu „*Unsigned 8 bit*“ (ganzzahliger Pixel-Wertebereich von 0-255) durchgeführt (*Schritt 3*). Dies ermöglicht einen direkten Vergleich der L1A-Daten mit den bereits vom Hersteller ähnlich vorprozessierten L1B-Daten. Schließlich kann aus den einzeln vorliegenden korrigierten Bildern durch die Kombination der Bänder 3-2-1 ebenfalls ein Echtfarbbild in *ArcMap 9.2* erzeugt werden (*Schritt 5b*).

Eine Atmosphärenkorrektur zur weiteren Homogenisierung der multitemporalen Szenen-Reihe ist innerhalb der vorliegenden Untersuchung nicht durchgeführt worden. Es gibt Möglichkeiten, beispielsweise in *Geomatica 10.2* eine relativ simple, aber robuste Korrektur mit dem ATCOR3-Modul vorzunehmen. Dabei wird mittels Werten einer hypothetischen Standardatmosphäre, Sensor- und szenenspezifischer Daten sowie eines

DHMs des Gebietes versucht, eine passende Korrektur durchzuführen (SCHUSTER 2007: 49 ff.). Eine individuell auf die Szene angepasste, differenzierte Lösung verlangt jedoch weitaus mehr Eingaben, Wissen und Korrektur-Umfang, was im begrenzten Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht geleistet werden kann. Zudem ist die Atmosphärenkorrektur bei den untersuchten Bildern, die in der Trockenzeit bei geringer bis nahezu fehlender Bewölkung aufgenommen worden sind, weitaus unwichtiger als bei Szenen mit anderen atmosphärischen Bedingungen.

<b>Methodik zur Vorprozessierung von ASTER- und Landsat-Daten</b>					
Schritt	Prozess	verwendetes Programm	ASTER		Landsat
			L1A	L1B	
1a	<b>Auslesen und Projektion</b> HDF-EOS → GeoTiff HDR-EOS → Multi-GeoTIFF (RGB) UTM, WGS84, Zone 18S	<i>HEG-Tool 2.9</i>	☒	✓	☒
1b	<b>Konvertierung Digital Numbers (DNs) und Projektion</b> DN → „Conversion to Radiance“, Streifenreduktion und Rektifizierung HDF-EOS → GeoTiff UTM, WGS84, Zone 18S	<i>Erdas Imagine 9.1 (Import, Data Preparation)</i>	✓	☒	☒
2a	<b>Resampling – L1B</b> Bd. 4: 30 m → 15 m	<i>HEG-Tool 2.9</i>	☒	✓	☒
2b	<b>Resampling – L1A</b> Bd. 4: 30 m → 15 m	<i>Erdas Imagine 9.1</i>	✓	☒	☒
3	<b>Band-Konvertierung Dezimal-System zu ganzen Zahlen</b> Single Float → Unsigned 8bit (0-255)	<i>PCI Geomatica 10.2 (Focus)</i>	✓	☒	☒
4	<b>„Offset“-Anpassung aller Szenen</b> Verschiebung und Ausrichtung der Pixel (Shift- und Align-Funktion)	<i>ArcMap 9.2 (ArcToolbox)</i>	✓	✓	✓
5a	<b>Erstellung RGB-Bild – L1B</b> Composite-Bands-Funktion, Bd. 3-2-1	<i>HEG-Tool 2.9</i>	☒	✓	☒
5b	<b>Erstellung RGB-Bild – L1A, Landsat</b> Composite-Bands-Funktion, Bd. 3-2-1	<i>ArcMap 9.2 (ArcToolbox)</i>	✓	☒	✓

**Tab. 10: Methodik zur Vorprozessierung von ASTER- und Landsat-Daten.**

In der Tabelle sind die einzelnen Schritte für die Vorprozessierung der Satelliten-Daten chronologisch und nach Sensor geordnet aufgelistet. Dabei werden nicht alle Prozessierungen für jede Szene ausgeführt, dies verdeutlichen die Symbole: das ☒ steht für „nicht ausgeführt“ und das ✓ steht für „ausgeführt“.

Ein Problem beim multitemporalen Vergleich der Aufnahmen stellt der Versatz (*Offset*) der Objekte im Bild zueinander dar. Dieser ist in Wahrheit kein reiner *Offset*, der durch eine bloße Verschiebung der Bilder in x- und y-Richtung behoben werden könnte. Das eigentliche Problem bei den unterschiedlichen Aufnahmen ist die leichte Orbit-Verschiebung des Satelliten (s. Tab. 8 u. 9, *Mittelpunkt der Szene*), die jedes Objekt im multitemporalen Vergleich verzerrt wiedergibt. Dieses Problem kann letztendlich nur durch eine vollständige Georektifizierung behoben werden, also durch die Zuweisung neuer Bildkoordinaten und damit durch eine neue Lageausrichtung der Objekte im Bild. Dieser aufwändige Prozess ist in dem begrenzten Rahmen der Arbeit ebenfalls nicht leistbar. Als Alternative wird in *ArcMap 9.2* ein mittlerer Versatz an den unterschiedlichen Gletschergebieten gesondert gemessen. Somit werden zumindest diese Bereiche durch eine x-, y-Koordinaten-Verschiebung anhand der *Shift*-Funktion untereinander angepasst. Zusätzlich werden die Pixel-Raster der einzelnen Szenen durch die *Align*-Funktion lagegenau übereinander gelegt (s. Tab. 10, *Schritt 4*).

### 6.2.3 Generierung eines Digitalen Höhenmodells (DHM) aus ASTER-Daten

Durch die Verrechnung des doppelten Bandes 3 (N, B) von ASTER ist es möglich, in einem relativ aufwändigen, aber dennoch gut durchführbaren Verfahren ein absolutes DHM mit einer horizontalen Auflösung von  $15\text{ m} \cdot 15\text{ m}$  selbst zu erzeugen. Eine solche Stereobild-Erstellung der mit einem Unterschied im Winkel von  $27,6^\circ$  aufgenommenen Bänder wird in dieser Arbeit mit dem Modul *OrthoEngine* der Software *Geomatica 9.2* durchgeführt. Dazu können sowohl die Rohdaten L1A als auch die vorkorrigierten L1B-Produkte verwendet werden.

Eine detaillierte Auflistung und Erklärung der einzelnen Arbeitsschritte bis zum fertigen DHM wird an dieser Stelle aus Platzgründen ausgelassen. Eine chronologische Übersicht über die auszuführenden Prozesse bietet Tab. 11. Die genauere Beschreibung dazu kann im Anhang als selbst erstelltes „*Tutorial*“ von A-K eingesehen werden, dort befinden sich auch Anmerkungen zu den verschiedenen Problemen und Möglichkeiten bei der DHM-Erstellung durch Stereo-Bilder. Die erstellten Höhenmodelle im GeoTIFF sind auf der beiliegenden DVD zu finden. Im selben Ordner befinden sich zudem die bei der Höhenmodell-Generierung erstellten Protokolle über die verwendeten GCPs und TPs und die errechneten RMS-Fehler der verwendeten Punkte.

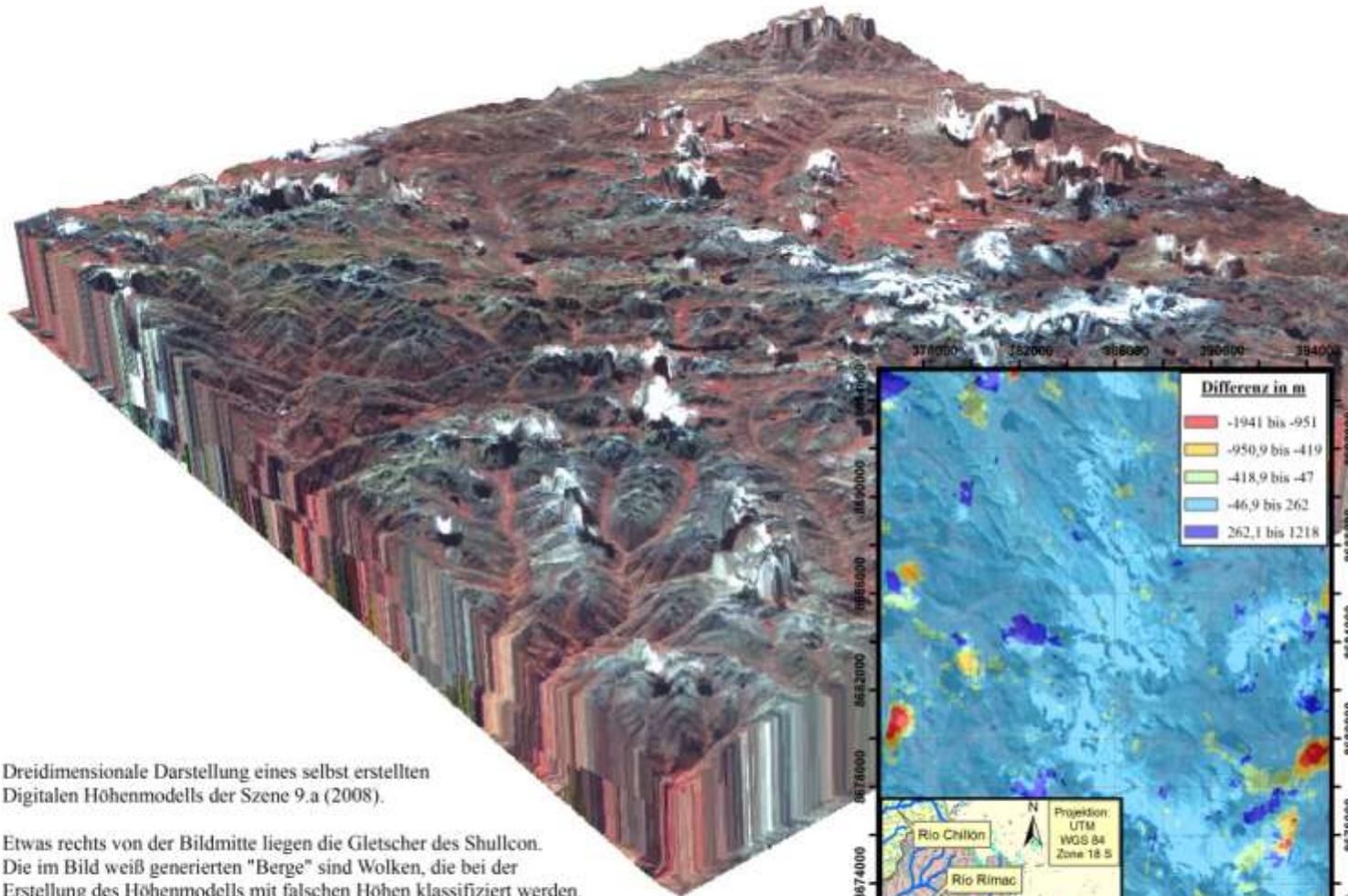
Nach der Erstellung sind die einzelnen Höhenmodelle auf Abweichungen, also auf eine Verschiebung untereinander, und auf Ungenauigkeiten bzw. Fehler einzelner Pixel zu überprüfen.

Die Differenzbildung der verschiedenen erstellten DHMs hat zu keinem zufriedenstellenden Ergebnis geführt. Die Standardabweichung (Streuung um die Mittelwerte) liegt meist weit über hundert Meter, während die Pixel im Mittel eine Differenz zwischen  $\sim 50$  und  $\sim 150$  m haben. Daraus ergibt sich, dass die unterschiedlichen Höhenmodelle nicht einfach einen Höhenversatz (*Offset*) aufzeigen, sondern innerhalb desselben DHMs unterschiedlich genaue Höhenwerte aufweisen. Mit einer solchen nicht-systematischen Ungenauigkeit können keine realistischen Höhenveränderungen im Meter-Bereich ermittelt und damit auch das Volumen nicht berechnet werden. Beispielhafte Differenzbild-Verrechnungen von Szene 8.a (2006) und 9.a (2008) und dem korrigierten Referenz-ASTER-GDEM (*s. unten*) sind in der *Karte 2* zu finden.

Daraufhin ist die Fragestellung verfolgt worden, inwieweit die entstandenen Fehler-Pixel eine Systematik in der Verteilung und dem Wertebereich haben. Nach der Analyse dieses Zusammenhangs könnte dann ein geeigneter Filter gebildet werden, der die falschen Pixel identifiziert und diese im besten Fall unter Heranziehen beispielsweise des ASTER GDEMs anpasst. Dabei ist herausgearbeitet worden, dass viele abweichende Pixel im Zusammenhang mit Bewölkung (Szene 9.a), Wasserflächen und einem generell hohen Hangneigungswinkel des Geländes stehen. Es konnte nachgewiesen werden, dass kein genereller Versatz (*Offset*) der erstellten DHMs vorliegt, nach dessen Korrektur die Szenen gut abgeglichen wären. Eine eindeutige Systematik der abweichenden Pixel konnte nicht gefunden werden.

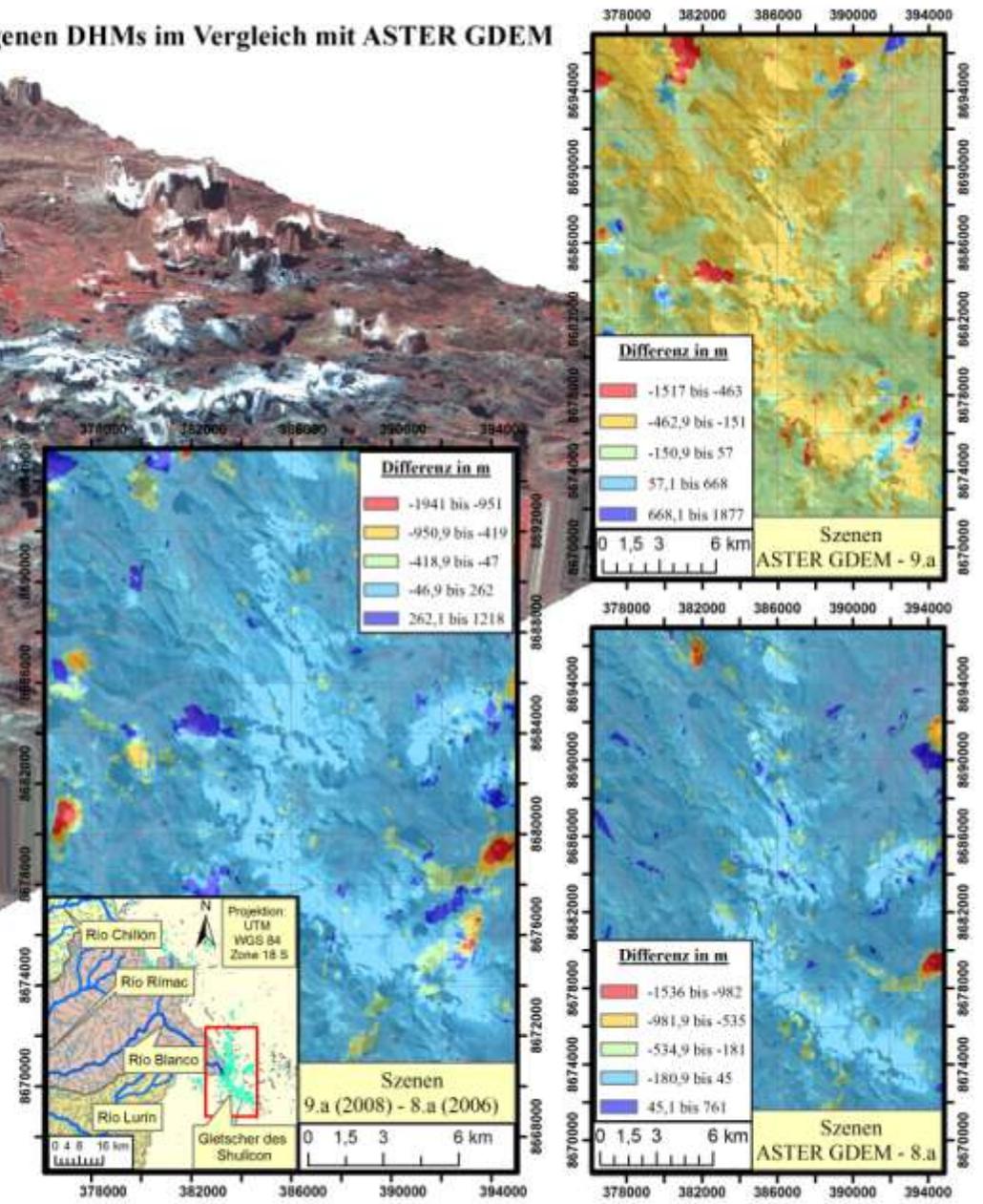
Es musste folglich ein alternativer Ansatz verfolgt werden, der es ermöglicht, trotzdem realistische dreidimensionale Flächen und das Volumen des Gletschers zu berechnen. Für die Flächenberechnung wurden die zwei frei im Internet verfügbaren Digitalen Höhenmodelle ASTER GDEM und SRTM ausgewählt (*s. Kap. 6.2.4*). Das **ASTER GDEM** ist aus Stereobildern unterschiedlicher Jahre des doppelten Bandes 3 von ASTER erstellt und korrigiert worden. Es kann seit dem 29.06.2009 über den ERSDAC-Server gratis bezogen werden und weist eine räumliche Auflösung von **30 m** auf. Die Genauigkeit in der Höhe wird mit **7 bis 14 m** angegeben (ERSDAC 2009A). Das **SRTM-DHM** ist an elf

Differenzbilder von zwei eigenen DHMs im Vergleich mit ASTER GDEM



Dreidimensionale Darstellung eines selbst erstellten Digitalen Höhenmodells der Szene 9.a (2008).

Etwas rechts von der Bildmitte liegen die Gletscher des Shullcon. Die im Bild weiß generierten "Berge" sind Wolken, die bei der Erstellung des Höhenmodells mit falschen Höhen klassifiziert werden.



Zur Bestimmung der Mittleren Abweichung (M) und der Standardabweichung (STD) der Höhe jedes erstellten Digitalen Höhenmodells sind Differenzbilder aus zwei selbst generierten DHMs und dem ASTER GDEM berechnet worden. Es ergeben sich starke Differenzen, die anhand der Farben nachvollzogen werden können (rot = zu niedrig, blau = zu hoch).

- Karte l.: Abweichungen der Szene 9.a (2008) - 8.a (2006): Szene 8.a liegt deutlich höher [52 m (M)] als 9.a mit einer Streuung von 183 m (STD)
- Karte o. r.: Abweichungen des ASTER GDEM - Szene 9.a: Szene 9.a liegt sehr viel höher [139 m (M)] als das korrigierte ASTER GDEM, mit einer Streuung von 163 m (STD)
- Karte u. r.: Abweichungen des ASTER GDEM - Szene 8.a: Szene 8.a liegt deutlich höher [87 m (M)] als das korrigierte ASTER GDEM, mit einer Streuung von 127 m (STD)

Tagen im Februar 2002, die Erde nahezu global abdeckend, aufgenommen worden. Bei diesem Produkt handelt sich um Radar-Daten, die eine räumliche Auflösung von **90 m** und eine generelle Genauigkeit von **16 bis 20 m** aufweisen (USGS 2009c).

Mit dem Heranziehen dieser aus vielen Jahren gemischten (ASTER GDEM) oder aber nur innerhalb eines Jahres aufgenommenen Daten (SRTM) ist das gewünschte Ziel, die Volumen-Veränderung des Gletschers im Untersuchungszeitraum zu berechnen, nicht realisierbar. Deshalb muss auch hierfür ein alternativer Ansatz gewählt werden. Dazu ist die Skalierungs-Theorie ausgewählt worden (s. Kap. 6.2.5).

<b><u>Methodik zur DHM-Erstellung aus ASTER-Stereobildern (3N, B)</u></b>		
<b>Schritt</b>	<b>Prozess</b>	<b>Ausführung (OrthoEngine 10.2)</b>
<b>1</b>	<b>Project</b> Anlegen eines neuen Projekts Zuweisung Koordinatenbezugssystem (UTM WGS 84, Zone 18)	<i>Set general project information → Optical Satellite Modelling → Toutin's Model (ASTER) Set Output and GCP projection</i>
<b>2</b>	<b>Data Input</b> Auslesen der Bänder 3 N, B aus originaler HDF-EOS-Datei	<i>Read CD-ROM data</i>
<b>3</b>	<b>GCP/TP Collection</b> Manuelle x-,y-,z-Koordinaten-Eingabe von 40 Passpunkten (GCPs) und Suche von 20 Bezugspunkten (TPs)	<i>Collect GCPs Manually → Open Image → Use Point Collect tie points → Open Image → Use Point</i>
<b>4</b>	<b>Model Calculations</b> Modell-Berechnung durch Kombination der Punkte aus <b>3</b> und Sensorgeometrie	<i>Compute Model</i>
<b>5</b>	<b>DEM from Stereo</b> Reprojektion des Bildpaares durch die Überführung in gemeinsame Orientierung entlang einer Achse Extraktion des DHMs aus dem Bildpaar	<i>Create Epipolar Image  Extract DEM automatically</i>
<b>6</b>	<b>Möglichkeiten nach der Extraktion</b> <u>Editierung</u> (Korrektur von falsch generierten / fehlenden Pixeln) <u>Speicherung</u> (z. B. GeoTIFF) <u>Visualisierung</u> (z. B. Verknüpfung mit RGB-Layer der Szene, in 3-D)	<i>Import &amp; Build DEM → Manually edit generated DEM z. B. in Focus 10.2 (Geomatica) z. B. in ArcScene 9.2</i>

**Tab. 11: Methodik zur DHM-Erstellung aus ASTER-Stereobildern (3N, B).**

Chronologisch gefasste Schritte, die in PCI OrthoEngine 10.2 zur erfolgreichen Erstellung eines DHMs ausgeführt werden müssen. Das Tutorial im Anhang A-K gibt dazu weitere Informationen.

#### 6.2.4 Ermittlung von Schneepixeln (NDSI-Methode) und Gletscherflächen

Um nun im GIS zunächst einzelne Schneepixel zu extrahieren, wird in der vorliegenden Arbeit der *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) angewendet. Unter verschiedenen Verfahren zur Kombination von Kanälen in einem Quotienten-Verhältnis zueinander hat sich das angegebene als das beste herausgestellt, um Schnee und Eis sicher ausfindig zu machen (RACOVITEANU ET AL. 2008A: 501). Es basiert auf Nutzung der unterschiedlichen spektralen Eigenschaften des gefrorenen Wassers mit einem **hohen Reflexionsgrad im VIS** und einem **niedrigen Reflexionsgrad im KWIR** (SCHUSTER 2007: 38), ähnlich dem für Vegetations-Analysen verwendeten NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*). Somit können anders reflektierende Landoberflächen, wie beispielsweise Felsen, Böden und Vegetation, vom Gletscher unterschieden werden (RACOVITEANU ET AL. 2008B: 3360). Bei der Klassifizierung muss aber beachtet werden, dass die Wolkendecke im VIS ebenfalls hochreflektierend ist. Im Wellenlängenbereich von 1,6 – 1,7  $\mu\text{m}$  (KWIR), also im Band 4 von ASTER und Band 5 von Landsat-4/5, kann der Schnee jedoch von dieser unterschieden werden. Nach SCHUSTER (2007: 38) ergibt sich deshalb folgender Differenz-Quotient:

$$NDSI = \frac{VIS - KWIR}{VIS + KWIR}$$

Im VIS weist ASTER Band 1 und Landsat-4/5 Band 2 auf, im KWIR liegen bei ASTER Band 4 und bei Landsat-4/5 Band 5. Folglich ergibt sich der NDSI für beide Sensoren:

$$NDSI_{ASTER} = \frac{\text{Bd. 1} - \text{Bd. 4}}{\text{Bd. 1} + \text{Bd. 4}} \quad \text{und} \quad NDSI_{Landsat -4/5} = \frac{\text{Bd. 2} - \text{Bd. 5}}{\text{Bd. 2} + \text{Bd. 5}}$$

Die ursprünglichen Bänder liegen in 8 bit vor, weisen also 256 Graustufen im ganzzahligen Wertebereich von 0-255 auf. Anhand des NDSI werden diese Bilder nun über eine Quotienten-Verrechnung in ein Dezimalsystem im Wertebereich von -1 bis +1 transferiert und beinhalten somit ein größeres Zahlenspektrum. Diese Eigenschaft ermöglicht innerhalb dieses Zahlenspektrums auf Zehntel oder Hundertstel genau die präzise Bestimmung eines Schwellenwertes, der die Fazies Schnee-Eis vom Rest des Bildes trennt. Um einen solchen **Schwellenwert** für jedes einzelne Bild individuell bestimmen zu können, muss dieser in einem iterativen Prozess schrittweise erhöht und es muss gleichzeitig das Ergebnis visuell kontrolliert werden. Schließlich ist im Idealfall eine

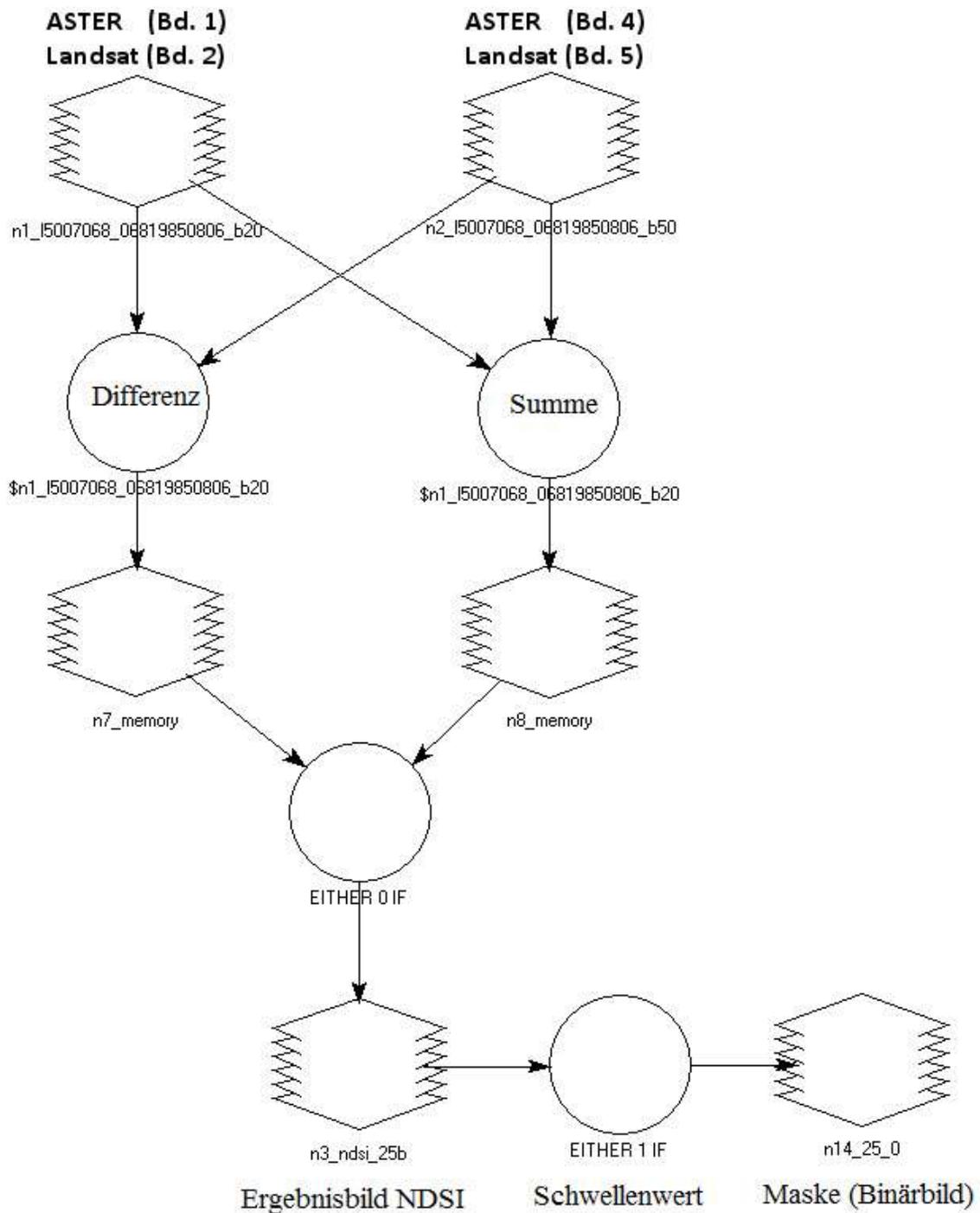
Dezimalzahl ermittelt, durch die nicht zu wenig Schnee auf dem Bild klassifiziert wird ( $>$  Schwellenwert), aber auch nicht zu viele Pixel fälschlicherweise als dem Gletscher zugehörig berechnet werden ( $<$  Schwellenwert). Das zuvor gewonnene NDSI-Rasterbild wird in ein Binärbild (0 = kein Gletscher, 1 = Gletscher) umgewandelt (vgl. RACOVITEANU ET AL. 2008B: 3360).

Für die *Cordillera Blanca* haben RACOVITEANU ET AL. (2008A: 501, 2008B: 3360) einen Schwellenwert von **0,5 bis 0,6** als am besten errechnet. Aus Gründen der Ähnlichkeit des Untersuchungsgebietes mit der nahe gelegenen *Cordillera Blanca* wird ebendieser Wert bei der vorliegenden Arbeit überprüft.

Die vorgestellte NDSI-Methode birgt trotz der zunächst relativ einfach und umfassend durchführbaren Analyse diverse Gefahren von falschen oder fehlenden Klassifizierungen. Diese werden insbesondere durch vier Probleme verursacht: (1) Die teilweise auf den Gletschern oder am Fuß der Gletscher liegenden Seen werden aufgrund der ähnlichen optischen Eigenschaften von flüssigem Wasser fälschlicherweise als Schnee klassifiziert. (2) Extreme Hangneigungen und Schattenbereiche können möglicherweise zu Abweichungen bei der Wiedergabe der Pixelwerte der Satellitenszene führen und zum anderen ein NDSI-Bild an diesen partiellen Stellen im Gelände verfälschen. (3) Hochreflektierender Neuschnee, der nur vorübergehend im Gebiet liegt, kann die eigentliche Abgrenzung des Gletschers vergrößern. (4) Die schuttbedeckten Blockgletscher durch den vorgestellten oberflächlich analysierenden NDSI zu ermitteln ist nicht möglich (RACOVITEANU ET AL. 2008B: 3361).

Um die Klassifizierung zu optimieren, ist im Folgenden eine eigene Bearbeitungs-Methode entworfen worden, die die Stärken der automatisierten NDSI-Methode nutzt und an den Schwachstellen manuell partiell nachbessert. Daher handelt es sich um einen *semi-*automatisierten Ansatz.

Zunächst wird ein Modell in *Erdas Imagine 9.1* aufgestellt (s. *Abb. 15*). Wie zuvor beschrieben, berechnet dies aus den entsprechenden ASTER- und Landsat-Bändern automatisiert ein NDSI-Raster-Bild (GeoTIFF), das dann über einen definierten Schwellenwert in ein Binärbild konvertiert wird (s. *Tab. 12, Schritt 1*).



**Abb. 15: NDSI-Modell.**

Anhand des aufgestellten Modells können aus den ausgewählten Bändern von ASTER und Landsat in einer Quotienten-Rechnung das NDSI-Ergebnisbild und das Gletscherflächen-Binärbild (1 = Gletscher, 0 = Rest) vollautomatisiert erstellt werden. Dazu wird in einem iterativen Verfahren ein passender Schwellenwert ermittelt und das nach optischer Prüfung beste Ergebnis verwendet.

Nach der Ermittlung des besten Schwellenwertes wird das zugehörige Binärbild in mehreren Schritten bearbeitet, um letztendlich eine realistische Größe der Fläche des Gletschers zu erhalten, die mit anderen Jahren optisch und rechnerisch verglichen werden

kann. Eine detaillierte Beschreibung und Ausführung der Arbeitsschritte kann in *Tabelle 12* eingesehen werden.

Zunächst werden die Binnen- und Rand-Gletscherseen anhand der RGB-Bilder optisch ermittelt und ggf. aus der durch den NDSI ermittelten Gletscherfläche manuell ausgeschnitten, um die zuvor genannten fehlenden und falschen Gletscher-Klassifizierungen aus (1) und (2) zu korrigieren (*s. Tab. 12, Schritt 3*). Dann wird eine optische Überprüfung des Terrains auf mögliche eisfreie Nunatait und Steilwände durchgeführt. Schattenbereiche, die in der Realität mit Schnee oder Eis bedeckt sind, aber dunklere Pixelwerte tragen und damit eventuell nicht erfasst worden sind, werden auf ihre richtige Klassifizierung überprüft. Durch die Wahl eines geeigneten Puffer-Radius-Wertes um die Hauptgletscher-Stücke (*Schritt 4/5*) können die nahe am eigentlichen Gletscher liegenden Gebiete (z. B. Teile, die nur lückenhaft durch den NDSI erkannt werden) sinnvollerweise zur Gesamtfläche durch eine Verschneidung hinzugerechnet werden (*Schritt 6*). Der Pufferradius wird in einem iterativen Prozess auf 400 m festgelegt, im Fall der Landsat-Szene Nr.1 und 5 wird er auf 150 m beschränkt, um kleine Neuschnee-Felder aus dem Gletscher herauszufiltern. Dann werden alle als zum Gletscher gehörig klassifizierten Stücke zu einem Polygon verschmolzen (*Schritt 7*) und dieses als Maske für eine 2D- (ohne Topographie) und 3D-Flächenberechnung (mit Topographie) verwendet (*Schritt 8*). Verrechnet wird die Polygon-Maske mit einem DHM, um für jedes Pixel zusätzlich die Höheninformationen zu erhalten. Da das selbst erstellte ASTER-DHM zu ungenau ist, werden die Höhen aus dem ASTER-GDEM- und SRTM-DHM extrahiert (*s. Kap. 6.2.3*).

Weitere Korrekturen werden nicht durchgeführt, da entsprechend der Methodik ein Ansatz vorgestellt werden soll, der nach Aufstellung der Modelle und Schwellenwert-Bestimmung prinzipiell eine automatische Gletschererkennung leistet. Nur bei den genannten Ausnahmen, die in der Fernerkundung typische Extreme bilden, muss eine zusätzliche, manuelle Korrektur durchgeführt werden, um zu einem realistischen Ergebnis kommen zu können.

Trotz der vorgestellten Möglichkeiten zur Schneeerkennung bleibt ein „Restrisiko“ bei der signifikanten Berechnung der Gletscherfläche. Das zuvor unter (3) vorgestellte Problem von Neuschnee, der ebenfalls als Gletscherfläche klassifiziert wird, ist mit der NDSI-

Methode kaum zu beheben. Vielmehr sollte von vornherein die Szenen-Auswahl zeitlich gut gewählt sein (s. Kap. 5.3, 6.2.1). Ein Teil des Neuschnees kann eventuell durch Abschätzungen im Vergleich von mehreren zeitlich nah beieinander liegenden RGB-Szenen manuell vom Gletscher abgetrennt werden. Die unter (4) genannte fehlende Erkennung von Blockgletschern ist ebenfalls ein großes Problem. Es gibt Ansätze, durch eine Kombination von Hangneigungskarten eines DHMs mit Falschfarben-Bildern im TIR Blockgletscher bei ASTER und Landsat manuell zu bestimmen (RACOVITEANU ET AL. 2008A: 501). Diese neuartige Methode kann allerdings im limitierten Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht angewandt und überprüft werden. Für die Szene 9.a (26.06.2008) kann auf die NDSI-Methode nicht ohne weiteres zurückgegriffen werden, da der KWIR-Detektor keine für die Kanal-Verrechnung geeigneten Bilder aufgenommen hat (s. Kap. 6.2.1). Aufgrund der zeitlichen Nähe und des ähnlichen Orbits wurden die Schneeflächen aus Verrechnung des Kanals 4 aus Szene 8.a (07.07.2006) und des Kanals 1 aus dem Ursprungsbild interpoliert. Das Ergebnis ist nach optischer Prüfung manuell leicht angepasst, ansonsten aber für ausreichend befunden worden. Demnach müssen Ergebnisse für das Jahr 2008 dennoch mit Vorsicht behandelt werden (s. Kap. 7.1.1)

<b><u>Methodik der semi-automatisierten Gletscher-Flächenermittlung</u></b>		
<b>Schritt</b>	<b>Prozess</b>	<b>Ausführung (ArcMap 9.2)</b>
<b>1</b>	<b>NDSI-Binärbild-Erstellung</b> Verrechnung ASTER Bd. 1 / 4 Verrechnung Landsat Bd. 2 / 5 Binärbild-Erstellung: 0 = kein Gletscher, 1 = Gletscher	<i>Modell in ERDAS Imagine 9.1 (Modeler)</i> <i>(s. Abb. 15)</i>
<b>2</b>	<b>Konvertierung NDSI-Raster in Vektoren</b> Erstellung eines NDSI-Shape 15 m-Raster bleibt erhalten	<i>Conversion Tools → From Raster → Raster to Polygon</i> <i>uncheck: Simplify Polygons</i>
<b>3</b>	<b>Manuelle Korrektur</b> Attributtabelle: Polygone mit Gridcode = 0 löschen (eisfreie Stücke des Gletschers) Seen von Gletscherfläche lösen / löschen falsch klassifizierte Polygone (Wolken, Nunatait) löschen	<i>Conversion Tools → Cut Polygon Features</i>
<b>4</b>	<b>Hauptgletscher-Stücke erfassen</b> Shape kopieren und in Attributtabelle alle Polygone löschen, die nicht zum Haupt-Gletscher gehören	<i>Data Management Tools → Features → Copy Features</i>

5	<b>Puffer setzen, Stücke verschmelzen</b> geeigneter Puffer-Radius (400 m), um innerhalb dessen kleine Rest- Gletscherstücke zu erfassen , Verschmelzen der einzelnen Gletscher-Stücke durch <i>Dissolve</i> -Funktion	<i>Analysis Tools</i> → <i>Proximity</i> → <i>Buffer</i> <i>Dissolve Type: ALL</i> <i>(alle Features in einem Polygon)</i>
6	<b>Verschneidung Puffer mit NDSI-Shape</b> <i>Union</i> : Verschneiden Puffer-Shape (Schritt 5) mit NDSI-Shape (Schritt 2) in Attributtabelle die Spalte <i>FID_[Shape-Name]</i> sortieren und bearbeiten: 0 = innerhalb Gletschers (belassen) -1 = außerhalb Gletschers (löschen) Puffer löschen	<i>Analysis Tools</i> → <i>Overlay</i> → <i>Union</i>
7	<b>Verschmelzen der Gletscher-Fragmente</b> Fragmente aus <i>Union</i> werden zu einem Polygon (Gesamt-Gletscher) vereinfacht	<i>Data Management Tools</i> → <i>Generalization</i> → <i>Dissolve</i>
8	<b>Maskierung des DHMs</b> Polygon ( <i>Schritt 7</i> ) wird mit ASTER- GDEM und SRTM-DHM (s. Kap. 6.2.3) pixelgenau verschnitten	<i>Spatial Analyst Tools</i> → <i>Extraction</i> → <i>Extract by Mask</i>
9	<b>Flächenberechnung 2D / 3D</b> Berechnung der Gletscherfläche anhand des maskierten DHMs in 2D (Ebene) und 3D (mit Topographie aus DHM)	<i>3D Analyst</i> → <i>Surface Analysis</i> → <i>Area and Volume</i> <i>Input: zuvor berechnete Maske</i> <i>Height of Plane: Minimum des</i> <i>DHMs 4000m (ab da wird Fläche</i> <i>oberhalb berechnet)</i>

**Tab. 12: Methodik der semi-automatisierten Gletscher-Flächenermittlung.**

In der Tabelle sind die einzelnen Schritte für die semi-automatisierte Gletscherflächen-Ermittlung chronologisch aufgeführt. Das beste aus dem NDSI-Modell erstellte Bild (s. Abb. 15) wird so von störenden weiteren Schneepixeln bereinigt, die als nicht zum Gletscher zugehörig definiert worden sind. Anhand der schließlich übrig bleibenden Gletscherfläche kann durch Verschneidung eines DHMs die dreidimensionale Fläche des Gletschers berechnet werden.

### 6.2.5 Berechnung des Volumens und der Masse des Gletschers

Im Folgenden soll die indirekte Volumen- und Masse-Bestimmung eines Gletschers anhand von Fernerkundungsdaten vorgestellt werden. Da in diesem Fall die dafür benötigten Höhenveränderungen des Gletschers mit keiner ausreichenden Genauigkeit aus

den dazugehörigen ASTER-Stereo-Szenen ermittelt werden können (s. *Kap. 6.2.3*), wird ein alternativer Ansatz verfolgt.

Nach BAHR ET AL. (1997: 356 ff.) stehen die Größen Länge, Fläche und Volumen eines Gletschers in einem bestimmten Kraftverhältnis zueinander. Die Autoren folgern deshalb, dass das Volumen ( $V$ ) aus der mit einem empirisch gemessenen Exponenten ( $a$ ), der die dazugehörige Fläche ( $F$ ) potenziert, abgeleitet werden kann:

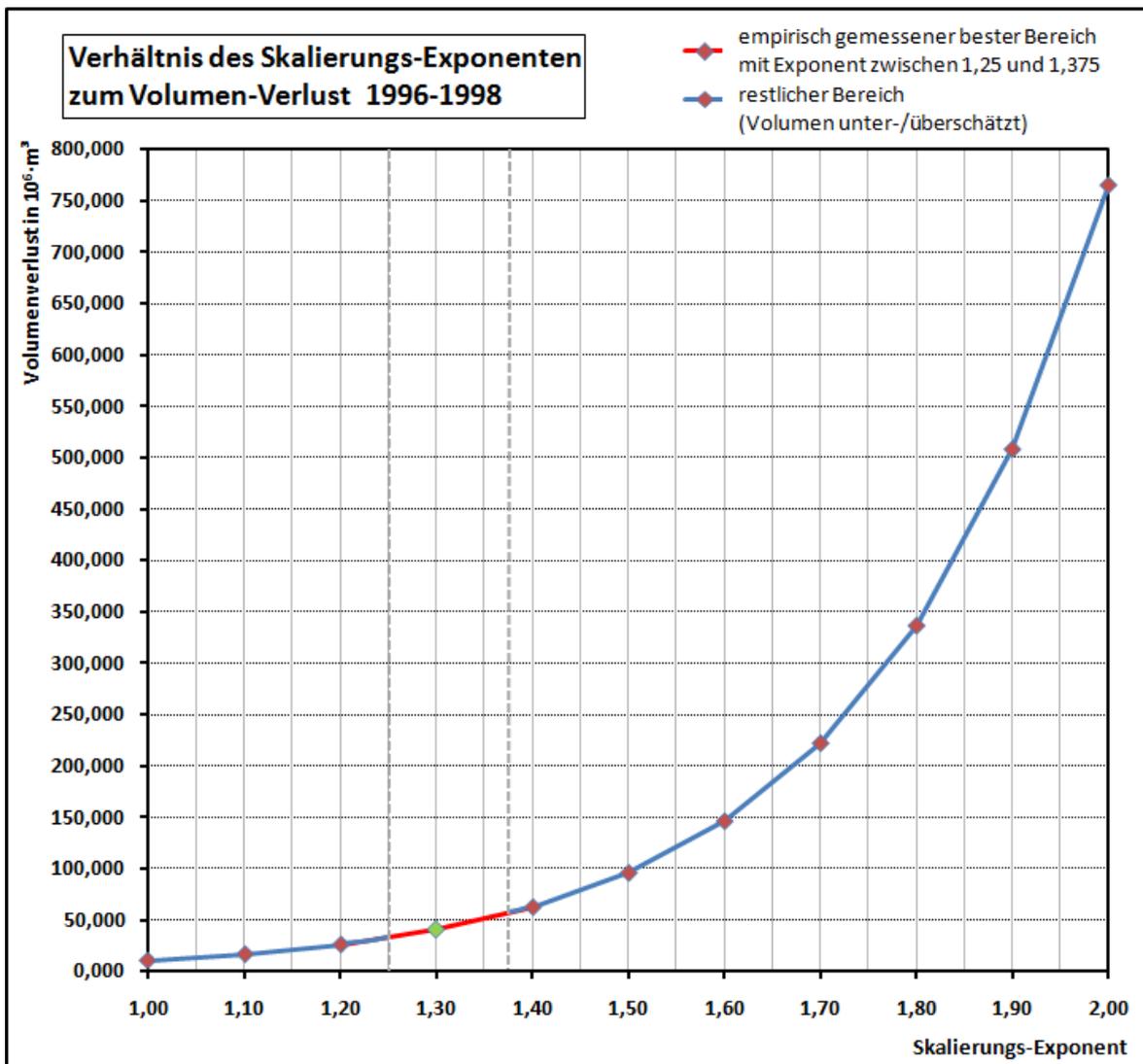
$$V = F^a \cdot 10$$

Die Gesamtvolumen-Änderung ( $\Delta \bar{V}_{\text{gesamt}}$ ) ergibt sich aus der Differenz des frühesten ( $V_{a_{1985}}$ ) und spätesten Jahres ( $V_{a_{2008}}$ ) des berechneten Volumenwertes:

$$\Delta \bar{V} (10^6 m^3) = V_{a_{1985}} - V_{a_{2008}}$$

Es müssen dabei die unterschiedliche Gletschergeometrie und der sich aus ihr ergebende hypothetische Eiskörper berücksichtigt werden, der durch diesen Exponenten am besten wiedergegeben wird. BAHR ET AL. (1997: 360) haben für über 100 Gletscher empirisch nachgewiesen, dass für Talgletscher  $a = 1,375$  und für Eiskappen  $a = 1,25$  der jeweils beste Exponent ist. Im Untersuchungsgebiet liegen die meisten Gletscher nur zum Teil im Tal, meist über schroffen Bergwänden und als abgeschmolzene Eiskappen auf den Höhenzügen bis über 5700 m ü. M. Damit müsste der Exponent etwas oberhalb des vorgeschlagenen Minimums  $a_{\text{min}} = 1,25$  und weiter unterhalb des Maximums  $a_{\text{max}} = 1,375$  liegen. Er wird auf  $a_{\text{Shullcon}} = 1,29$  geschätzt. Zur Berechnung des Volumens soll der gesamte Wertebereich von  $a_{\text{min}}$  bis  $a_{\text{max}}$  verwendet werden (s. *Abb. 16*).

Aus dem Produkt von dem Volumen und der Dichte des Eises kann die zuvor bestimmte Größe direkt in Masse umgerechnet werden. Dazu muss eine konstante Dichte des Eises angenommen werden, die mit Sicherheit nicht der Realität von verschieden stark komprimierten Eisschichten entspricht. In der Literatur ist für eine solche Methodik nahezu ausnahmslos eine Dichte von  $900 \text{ kg (m}^3\text{)}^{-1}$  als am besten ermittelt worden (KASER ET AL. 2003: 34). Sie kann zwar für die Ablations- ( $900 \text{ kg(m}^3\text{)}^{-1}$ ) und Akkumulationszone ( $550\text{-}600 \text{ kg (m}^3\text{)}^{-1}$ ) spezifiziert werden, gängiger ist aber die zuvor dargestellte konstante Dichte (RACOVITEANU ET AL. 2008B: 3363).



**Abb. 16:** Scaling-Theorie: Verhältnis des Skalierungs-Exponenten zum Volumen-Verlust.

Nach dem von BAHR ET AL (1997: 360) formulierten Kräftegesetz kann das Volumen je nach Gletschergeometrie aus der 1,25- bis 1,375-fachen Potenzierung (grau gestrichelter Wertebereich) der zugehörigen Fläche berechnet werden. Im Graphen wird dieser empirisch gemessene Wert im Verhältnis zur sich ergebenden Fläche dargestellt. Ein Exponent der unter 1,25 liegt führt zu einer Unterschätzung des Volumens, während ein höherer Exponent als 1,375 sehr schnell sehr hohe Werte ergibt (Überschätzung).

Volumen und Masse werden für jedes verfügbare Jahr mit der entsprechenden Fläche neu berechnet. Die Differenz der Masse aus dem Vor- und Folgejahr ergibt die **Totale Netto-Massenbilanz** eines Gletschers (KASER ET AL. 2003A: 11).

### 6.2.6 Konvertierung des Volumens in ein Wasseräquivalent

Um die in Kap. 6.2.5 ermittelten Werte in eine Größe zu konvertieren, die für die Wasserversorgung interessant und mit Niederschlagsmessungen vergleichbar ist sowie für

weitere klimatische Aussagen dient, wird im Folgenden der ermittelte Volumen-Verlust des Gletschers in ein Wasseräquivalent umgerechnet.

Nach MARK & SELTZER (2005A: 2273) wird zunächst die durchschnittliche Flächen-Veränderung ( $\Delta \bar{A}$ ) aus allen Jahren gemittelt (1). Dazu werden die absoluten Flächenergebnisse für die einzelnen Jahre von 1985 bis 2008 aufsummiert und durch die Anzahl der Jahre (n) geteilt.

$$\Delta \bar{A} (10^6 m^2) = \frac{\sum_{1985}^{2008} A(10^6 m^2)}{n} \quad (1)$$

Dann kann die durchschnittliche Veränderung der Dicke ( $\Delta \bar{D}$ ) des Gletschers aus dem Quotienten des ermittelten Gesamtvolumen-Änderung ( $\Delta \bar{V}_{\text{gesamt}}$ ) (s. Kap. 6.2.5) und der durchschnittlichen Flächen-Veränderung ( $\Delta \bar{A}$ ) aus (1) berechnet werden (2).

$$\Delta \bar{D} (m a^{-1}) = \frac{\Delta \bar{V}_{\text{gesamt}} (10^6 m^3)}{\Delta \bar{A} (10^6 m^2)} \quad (2)$$

Nun lässt sich das eigentliche Wasseräquivalent berechnen. Dazu wird der Quotient aus der aus (2) ermittelten durchschnittlichen Dicke des Gletschers und dem Produkt aus der konstanten Dichteannahme des Eises (s. Kap. 6.2.5) und dem Untersuchungszeitraum ( $a_{2008-1985}$ ) gebildet (3).

$$\text{Wasseräquivalent} (mm a^{-1}) = \frac{\Delta \bar{D} (m) \cdot \text{Dichte}_{\text{Eis}} (kg (m^3)^{-1})}{(a_{2008-1985})} \quad (3)$$

Für die *Gletscher des Shullcon* berechnet sich das Wasseräquivalent zwischen 1985 bis 2008 folglich:

$$\text{Wasseräquivalent} (mm a^{-1}) = \frac{\Delta \bar{D} (m) \cdot 900}{23}$$

### 6.3 Ermittlung und Vergleich von klimatisch relevanten Gletscherparametern

Wie bereits in *Kap. 5.3* aufgeführt, repräsentiert ein Gletscher durch seine Lage und Größe ein Verhältnis zum lokalen Klima (vgl. RAUP ET AL. 2007: 101). Es ist folglich sinnvoll, ebenfalls einige Gletscherparameter anhand der zuvor ermittelten NDSI-Flächen und ihren Verschneidungen mit Höhenmodellen (s. *Kap. 6.2.3 u. 6.2.4*) zu ermitteln und Veränderungen der Parameter im Untersuchungszeitraum zu vergleichen. In einem weiteren Schritt können diese mit der Theorie aus *Kap. 5.2 und 5.3* verglichen werden und schließlich Aussagen zu möglichen klimatischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet getroffen werden (s. *Kap. 7.1.2*).

Eine tiefer gehende Betrachtung der Gletscherparameter und ihrer Verknüpfung zum lokalen Klima kann aber im limitierten Rahmen der Diplomarbeit nicht durchgeführt werden. Systematische Untersuchungen solcher Parameter für die *Cordillera Blanca* und das tropische Gebirge *Rwenzori* (Uganda) finden sich beispielsweise bei KASER & OSMASTON (2002).

#### 6.3.1 Ausdehnung und absolute Lage der Gletscherflächen in der Höhe

Mittels Verrechnungen der NDSI-Flächen mit dem ASTER GDEM und SRTM-DHM (s. *Kap. 6.2.4*) kann ebenfalls die absolute Bestimmung der maximalen ( $z_{\max}$ ) und minimalen Gletscher-Höhe ( $z_{\min}$ ) für jedes Jahr ermittelt werden. Die Ausdehnung der Gletscherflächen ergibt sich aus der Differenz beider Werte:

$$\text{Ausdehnung}_{\text{Gletscher}} = z_{\max} - z_{\min}$$

In diesem Zusammenhang soll ein Vergleich zwischen den unterschiedlichen Ergebnissen des ASTER GDEMs, SRTMs und der Topographischen Karte Perus (IGN 2009) gemacht werden. Da die Genauigkeit und absolute Lage in der Höhe stark von der Fernerkundungs-Quelle (hier: vom DHM und den Satelliten-Szenen) abhängen, soll die Untersuchung für alle drei Quellen vergleichend vorgenommen werden.

### 6.3.2 Längen-Veränderungsraten ausgewählter Gletscherzungen

Die Längen-Veränderungsraten einzelner Gletscherzungen können anhand der NDSI-Flächen für jedes Jahr ab 1987 zum Referenzjahr 1985 berechnet werden. Es sind fünf Gletscherzungen im N, W und S des Gletschers ausgewählt worden:

Im NW liegt der *Shullcon*, dessen Rückgang vom WGMS seit 2005 vor Ort gemessen wird (s. Kap. 4). Dieser soll mit den selbst ermittelten Werten verglichen werden, wodurch die eigenen Abschmelzraten gegebenenfalls verifiziert werden können. Der Rückgang des Gletschers *Vicuñita* im SW stellt gletschergeometrisch eine Besonderheit dar, da die Zunge im untersuchten Zeitraum in zwei Teilstücke zerbricht (s. Kap. 7.1.3). *Manon Uno* im SW ist für Messungen ausgewählt worden, da sich im Zuge des starken Abschmelzens im Untersuchungszeitraum ein schnell gewachsener See in einer neu entstandenen eisfreien Mulde ausgebildet hat. Diese ruhende Wassermasse kann prinzipiell Anlass zur Sorge hinsichtlich möglicher Seeausbrüche (vgl. Kap. 5.5. u., 7.1.3) geben. Darüber hinaus werden die zwei einzigen im Gebiet des *Río Blanco* liegenden Zungen (Wassereinzugsgebiet für Lima) auf ihre Längen-Veränderung hin untersucht: Gletscher *Norma* und *Panchacoto*.

Generell ist zu beachten, dass die Genauigkeit der Ergebnisse sehr stark von der Genauigkeit der ermittelten NDSI-Flächen im Raum abhängt. Da die Pixel-Grundeinheit (räumliche Auflösung) dieser Flächen 15 m bei ASTER und sogar 30 m bei Landsat beträgt, ist im Gegensatz zur Vor-Ort-Messung keine metergenaue Angabe möglich. Die Schwankung der einzelnen Jahres-Teilstücke der gemessenen Abschmelzrate beträgt folglich mindestens  $\pm 7,5$  m bei ASTER und  $\pm 15$  m bei Landsat. Durch den optischen Vergleich der NDSI-Flächen mit dem RGB-Bild bei der Messung der jeweiligen Jahres-Veränderungsrate wird versucht, die pixelbasierte Ungenauigkeit zu minimieren.

### 6.4 Grenzen und Möglichkeiten der Fernerkundungs-Methoden

Der Ansatz, mit Satellitenbildern das Volumen und die Masse von Hochgebirgs-Gletschern zu ermitteln, ist sehr neu. Er bietet den Vorteil, eine bis vor wenigen Jahren nur durch direkte Bohrungen und Messungen oder anhand von Luftbilder-Aufnahmen sehr aufwändige Form der Auswertung und Bilanzierung stark zu vereinfachen und damit auch zeitlich und ökonomisch effizienter zu gestalten. Für die Forschung ist es wichtig, globalen

Zugang zu den unterschiedlichen Gletscher-Archiven zu haben. Bei den traditionellen Bilanzierungs-Methoden ist dieser immer beispielsweise von politischen Gegebenheiten abhängig. Expeditionen müssen lange geplant werden und sind je nach Gebiet und Höhe sehr beschwerlich und gefährlich – was bei modernen Fernerkundungs-Methoden keine Rolle spielt. Ein weiterer Vorteil ist, dass die Auswertung von Satellitenbildern für jedes Jahr unabhängig vom Vorjahr einzeln getätigt werden kann, während nach Vor-Ort-Messungen die Gefahr besteht, dass mögliche systematische Fehler aus den Vorjahren bei einer weiter geführten Bilanzierung übernommen werden. Satellitenbilder können sogar zur Überprüfung solcher Fehler der traditionellen Methodik herangezogen werden (nach KRIMMEL 1999, COX & MARCH 2004 in HAUG ET AL. 2009: 119).

Ein klarer Nachteil der Analyse von Fernerkundungsdaten ist, dass die Ergebnisse stark von den Erfassungs-Methoden und der Gletscher-Klassifizierung abhängig sind. Deren Genauigkeit kann stark schwanken, ist zudem technologieabhängig (räumliche Auflösung der Daten) und ohne direkte Messungen am Gletscher selbst kaum überprüfbar. Dazu kommen spezifischere Probleme bei der automatisierten Analyse, beispielsweise das Nicht-Erkennen von Blockgletschern, die optisch versteckt liegen (s. Kap. 6.2.4). Die Genauigkeit des erstellten Höhenmodells hängt stark von atmosphärischen und topographischen Bedingungen des Gebietes ab. Bei starker Bewölkung, Schattenbildungen und Vorhandensein von schroffem Gelände besteht die Gefahr von Falschklassifizierungen, insbesondere der Pixel-Höhen. RACOVITEANU ET AL. (2007: 121) haben bei vergleichenden Untersuchungen am Gletscher *Coropuna* (S-Peru) mit einem selbst erstellten ASTER-DHM beispielsweise einen Höhenfehler  $> 100$  m für Gelände mit Hangneigungswinkeln zwischen  $60^\circ$  und  $77^\circ$  ermittelt. Auch KÄÄB ET AL. (2002: 46) ermitteln in Extremfällen eine falsche ASTER-Höhe bei sehr steilen Graten von bis zu 500 m. Trotzdem sprechen sie von einer prinzipiell guten Eignung des Sensors für die Gletschererkennung, sofern das Kontrastverhältnis der Szene gut ist und die Topographie des Gebietes nicht zu extreme Hangneigungswinkel aufweist (KÄÄB ET AL. 2002: 51). Die Annahme einer konstanten Eisdichte zur Umrechnung der Masse und des Wasseräquivalents ist außerdem unumgänglich, entspricht aber nicht den natürlichen Schwankungen verschieden gealterter Eisschichten. Sie stellt damit eindeutig eine Fehlerquelle dar (HAUG ET AL. 2009: 119).

Es stellt sich die Frage der Signifikanz und Aussagekraft der Ergebnisse. Die genannten Autoren geben stets Korrelationen der Lagegenauigkeit von selbst verwendeten Punkten zur DHM-Erstellung oder von Punkten im Vergleich mehrerer DHMs in Form des Quadratischen Mittelwert-Fehlers (engl. *RMS-Error*) an. Dadurch wird zumindest eine Fehlerabschätzung erreicht, die die Aussagekraft der Ergebnisse relativiert und eine eigene Einschätzung der Relevanz der Ergebnisse ermöglicht.

Viele der genannten Abweichungen und Probleme bei der Erkennung der Schnee- und Eisflächen könnten bei einer Besichtigung des Gebietes möglicherweise identifiziert und behoben werden. Während die Nachteile der traditionellen Messungen vor Ort durch beispielsweise neue Ausrüstungen der Bergbesteiger und modernere Geräte teilweise verringert werden, verbessert sich die Satellitentechnologie in nur wenigen Jahren rasant. Immer genauere Ergebnisse können durch neue Technologien (z. B. Radar-Altimetrie) und eine wachsende Erfahrung im Umgang mit den bisher nur wenig etablierten Methoden und der Fehlerabschätzung der Ergebnisse erzielt werden. Deshalb sind die angewandten Methoden und Daten in dieser Arbeit ein interessanter und zukunftsweisender, aber in vielen Bereichen noch relativ ungenauer Ansatz, um realistische Gletscherveränderungen im Meter-Bereich zu ermitteln. Die Wichtigkeit und Relevanz weiterer Expeditionen und traditioneller Messungen vor Ort am Gletscher dürfen nicht verkannt werden und etwa einer bloß hochtechnisierten Wissenschaft zum Opfer fallen.

## **7 Darstellung und Diskussion der Ergebnisse**

Im Folgenden werden die Ergebnisse aus den in *Kap. 6* vorgestellten Methoden eingebracht und erörtert. Dazu werden in *Kap. 7.1.1* zunächst die Flächenergebnisse dargestellt, und es wird ihre Genauigkeit diskutiert. Anschließend werden sie in *Kap. 7.1.2* mit zusätzlichen Klimadaten verglichen. In *Kap. 7.1.3* werden abschließend die Auswahl einiger ermittelter Gletscherparameter und ihre Relevanz in Bezug auf die Höhenmodelle ASTER GDEM und SRTM sowie ein sich änderndes Klima thematisiert.

Die Ergebnisse der indirekten Ermittlung der Volumen- und Massenbilanzierung des Gletschers werden in *Kap. 7.2* dargestellt und erörtert. In *Kap. 7.3* werden das sich daraus jährlich ergebende Wasseräquivalent für den Gesamtgletscher und seine Relevanz für die

Wasserversorgung der Region diskutiert. In Folge der Ergebnisse der Untersuchung ist ein weiteres *Kap. 7.4* entstanden, in dem eine Abschätzung möglicher Trends der zukünftigen Gletscherentwicklung vorgestellt werden soll.

Für die Landsat-Szenen konnte ein etwas höherer Wert von +0,63 als am geeignetsten ermittelt werden, wobei bei Szene 5 die Gefahr von falschen Gletscher-Klassifizierungen der Neuschnee-Flächen durch eine Erhöhung des NDSI auf +0,65 minimiert werden soll. Für ASTER ist ein höherer NDSI im iterativen Verfahren bestimmt worden. Die beiden L1B-Szenen weisen bei +0,69, die beiden L1A-Szenen bei +0,93 die beste Klassifizierung der Flächen auf (s. *Tab. 13*). Die Ergebnisse für Landsat und ASTER L1B liegen damit etwas über dem vorgeschlagenen Wertebereich von 0,5 bis 0,6 (RACOVITEANU ET AL. 2008A: 501, 2008B: 3360, s. *Kap. 6.2.4*). Dass die L1A-Szenen so weit darüber liegen, könnte mit der unterschiedlichen Vorprozessierung der Daten und Konvertierung der Pixel zusammenhängen. Die Rohdaten L1A sind selbst vorprozessiert (s. *Kap. 6.2.2*), während L1B von NASA mit anderen Methoden, auch mit Hilfe der Atmosphärenkorrektur, bearbeitet worden ist. Wahrscheinlich liegt der Unterschied der Werte in dieser Differenz, beeinträchtigt das Ergebnis insofern aber kaum, als durch die richtige Anpassung des NDSI solche Unregelmäßigkeiten aufgehoben werden können.

<b><u>NDSI-Schwellenwerte</u></b>			
Iterative Bestimmung nach Verrechnung mit NDSI-Modell (s. Abb. 15)			
NDSI-Wert stellt Optimum für Schnee-/Eisklassifizierung dar			
<b><u>Szene</u></b>	<b><u>Datum</u></b>	<b><u>Bewölkungs-Grad</u></b>	<b><u>NDSI</u></b>
Nr. 1-5: Landsat		Anteil Gesamt-Szene	-1 = Schnee/Eis, andere Objekte +1 = zu wenig Schnee / Eis
Nr. 6-9: ASTER (a) L1A (b) L1B		[%]	
1	07.09.1985	10	+0,63
2	12.08.1987	10	+0,63
3	04.08.1996	10	+0,63
4	27.09.1998	10	+0,63
5	30.07.2000	10	+0,65
6.7.b (6.b + 7.b)	19.06.2002	4 (6 + 2)	+0,69 (0,69 + 0,69)
8.a	07.07.2006	11	+0,93
9.a	26.06.2008	2	+0,93[KWIR aus 8.a]

**Tab. 13: Ermittelte NDSI-Schwellenwerte.**

Die ermittelten NDSI-Werte schwanken für die verschiedenen Sensoren und Prozessierungsstufen. Während LANDSAT und ASTER L1B relativ nah an dem in Kap. 6.2.4 genannten zu erwartenden Wert liegen, weist ASTER L1A einen deutlich höheren NDSI auf. Dies könnte an der selbst durchgeführten Vorprozessierung liegen, sollte das Ergebnis aber nicht weiter beeinflussen. Szene 6.7.b ist aus 6.b und 7.b zusammengesetzt. Szene 9.a ist aufgrund eines Defekts des Sensors aus einer Kombination des KWIR von 8.a mit dem eigenen VIS-Band errechnet worden.

### **7.1 Ergebnisse der Flächenberechnungen und der ermittelten Gletscherparameter**

Im Folgenden werden die zwei- (2D) und dreidimensionalen (3D) Flächenberechnungen vorgestellt, letztere wurden anhand der klassifizierten NDSI-Flächen und der Verrechnung mit der Topographie aus den bereits vorgestellten Digitalen Höhenmodellen ASTER GDEM und SRTM extrahiert.

Es sei an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass die Ergebnisse nicht linear im 2-Jahres-Intervall vorliegen, sondern durch zwei Brüche zwischen 1987 und 1996 sowie 2002 und 2006 aufgrund Datenmangels markiert sind. Bei direkten Vergleichen einzelner Flächen zueinander müssen diese Sprünge berücksichtigt werden.

### 7.1.1 Flächenberechnungen

Eine erste Übersicht zu den Flächenveränderungen im gesamten Gletschergebiet bietet *Karte 3* mit einem schattierten ASTER GDEM und darüber gelegten NDSI-Gletscherflächen ausgewählter Szenen im Untersuchungszeitraum.

In der *Tabelle 14* sind die Ergebnisse der NDSI-Flächen für das gesamte Untersuchungsgebiet in 2D und 3D nach ASTER GDEM und SRTM als absolute und relative Werte in chronologischer Zeilenfolge spaltenweise aufgeteilt.

Von 1985 bis 2008 ist das gesamte Gletschergebiet absolut ~ **11,38 km<sup>2</sup>** (ASTER GDEM) bzw. ~ **13,91 km<sup>2</sup>** (SRTM) abgeschmolzen, was einem relativen Verlust von ~ **25 %** gegenüber dem Jahr 1985 entspricht.

Eine ganz andere Beobachtung ist aber, dass das gesamte Gletschergebiet nicht durchgehend schrumpft, wie man es im Rahmen der Arbeit und der Thematik des Klimawandels zunächst hätte vermuten können.

Es sind drei Haupt-Oszillationsphasen erkennbar (Grundlage: SRTM, Werte gerundet, s. auch *Abb. 17*):

- **1985 bis 1998: relativ starkes Abschmelzen**, im Jahr 1998 sogar ~ 26% Abnahme der Fläche gegenüber 1996
- **1998 bis 2002: gegenläufige Entwicklung: starke Akkumulation**, im Jahr 2000 sogar mehr als 50% Zuwachs der Fläche gegenüber 1998
- **2002 bis 2008: wieder gegenläufige Entwicklung: relativ starkes Abschmelzen**, im Jahr 2006 und 2008 nahezu Konstanz der Flächengröße

## Darstellung ausgewählter Gletscherflächen im multitemporalen Zeitvergleich

Karte 3

In der Karte ist das gesamte Gletschergebiet des Shullcon mit unterlegtem ASTER-DHM (schattiert und 100 m-Isolyphen) zu sehen.

Ausgewählte Gletscherstände sind eingetragen:

türkis: 1985, erstes Untersuchungsjahr

grün: 1998 nach El Niño

pink: 2002 nach La Niña

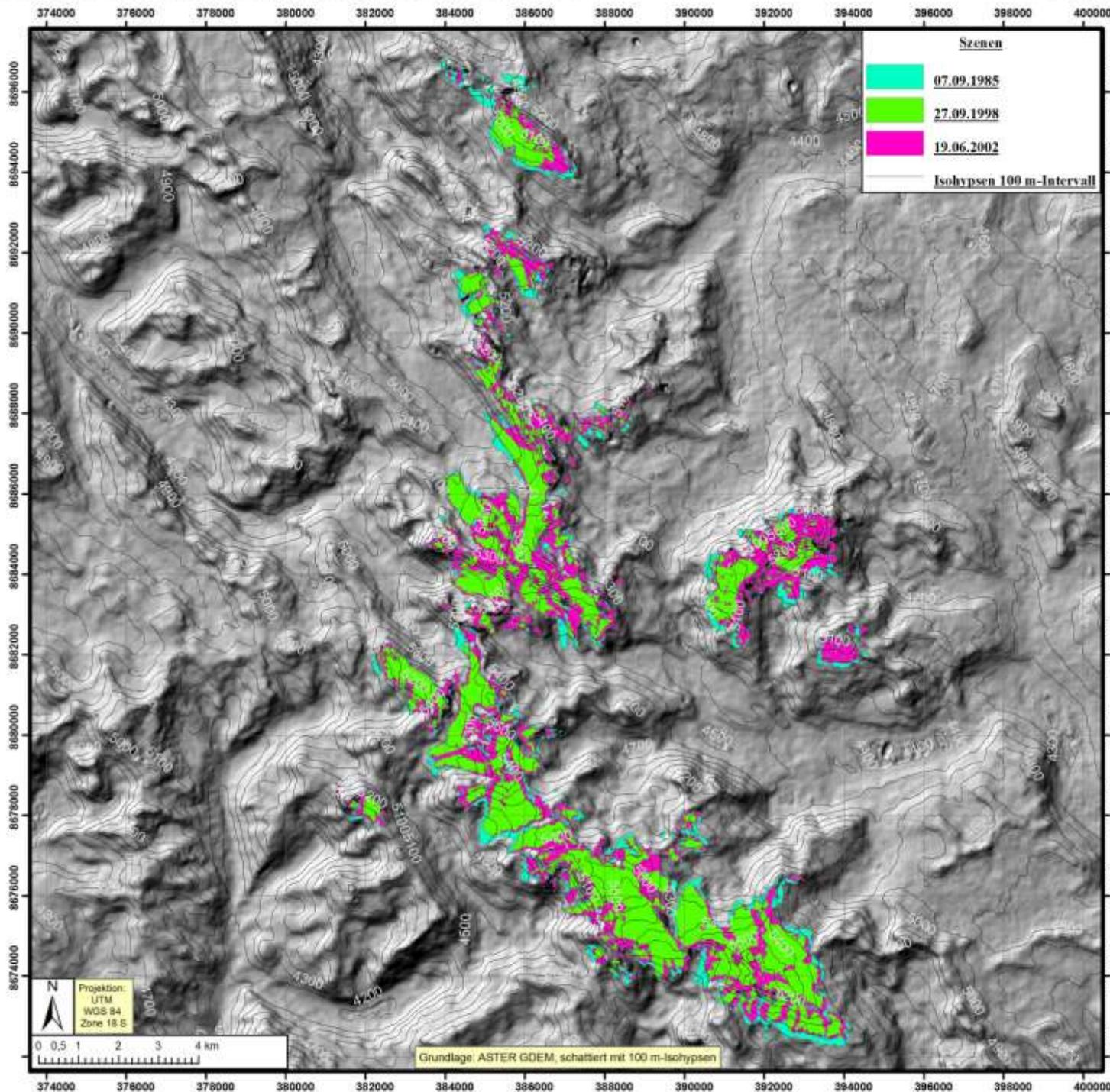
Anhand der unterschiedlichen Flächenausdehnungen kann die im Text formulierte These von drei Haupt-Oszillationsphasen nachvollzogen werden.

Es sind folgende Phasen herausgearbeitet worden:

1985 und 1998 (Ablation),  
1998-2002 (Akkumulation) und  
2002 und 2008 (Ablation)  
[letzte wurde aus Übersichtsgründen  
hier nicht dargestellt]

Die teilweise existenten "Verschiebungen" der Flächen und nicht genaue Kongruenz mit den Isolyphen ergibt sich aus der Orbitverschiebung der Sensoren bei der Aufnahme der Szenen.

Es liegen deshalb geringfügige Verzerrungen vor.



<b><u>NDSI-Flächen des Gletschergebietes in Abhängigkeit vom DHM</u></b>				
Berechnung der 2D-Flächen aus ermittelten NDSI-Polygonen				
Berechnung der 3D-Flächen aus Verschneidungen der NDSI-Polygone mit entsprechenden DHMs				
<b><u>Szene</u></b>	<b><u>NDSI</u></b>	<b><u>Gletscher-Fläche</u></b>		
		<b><u>2 D</u></b>	<b><u>3 D</u></b>	<b><u>3 D</u></b>
Nr. 1-5: Landsat  Nr. 6-9: ASTER (a) L1A (b) L1B	-1 = Schnee bzw. Eis / andere Objekte  +1 = zu wenig Schnee, Eis	<b>ASTER GDEM</b>	<b>ASTER GDEM</b>	<b>SRTM</b>
		zweidimensionale Ebene ohne Relief  [km <sup>2</sup> ]	Verrechnung der realen Topographie  [km <sup>2</sup> ] <i>(Veränderung zum vorigen Wert in %)</i>	Verrechnung der realen Topographie  [km <sup>2</sup> ] <i>(Veränderung zum vorigen Wert in %)</i>
1 (09/85)	+0,63	41,160	46,206	55,910
2 (08/87)	+0,63	40,073	45,103 <i>(-2,39)</i>	54,508 <i>(-2,51)</i>
3 (08/96)	+0,63	30,723	34,269 <i>(-24,02)</i>	41,168 <i>(-24,47)</i>
4 (09/98)	+0,63	22,855	25,495 <i>(-25,60)</i>	30,478 <i>(-25,97)</i>
5 (07/00)	+0,65	34,238	38,591 <i>(+51,37)</i>	46,725 <i>(+53,31)</i>
6.7.b (06/02)	+0,69	39,417	45,033 <i>(+16,69)</i>	54,633 <i>(+16,92)</i>
8.a (07/06)	+0,93	30,530	34,882 <i>(-22,54)</i>	42,126 <i>(-22,89)</i>
9.a (06/08)	+0,93 [KWIR aus 8.a]	30,422	34,827 <i>(-0,16)</i>	42,003 <i>(-0,29)</i>
<b>Totaler Flächenverlust von 1985-2008</b>			<b>-11,379</b>	<b>-13,907</b>
<b>Totale Abschmelzrate zum Jahr 1985</b>			<b><i>(-24,63)</i></b>	<b><i>(-24,8)</i></b>

**Tab. 14: Ermittelte NDSI-Flächen-Größen.**

Abhängig von der Wahl des DHMs ist für jede Teil-Periode im Untersuchungszeitraum die absolute Fläche (km<sup>2</sup>) und dazu relative Veränderung (%) der Flächen des Gletschergebietes berechnet worden. Aus der Differenz vom ersten (1985) zum letzten Jahr der Untersuchung ergibt sich der Totale Flächenverlust (km<sup>2</sup>) bzw. die Totale Abschmelzrate (%).

Bei dieser Betrachtung müssen jedoch grundsätzlich alle Ergebnisse aufgrund der Inhomogenität der Daten (*s. Kap. 6.2.2*) und Grenzen der Fernerkundung (*s. Kap. 6.4*) kritisch betrachtet werden. Einzelne Jahre müssen gesondert erwähnt werden.

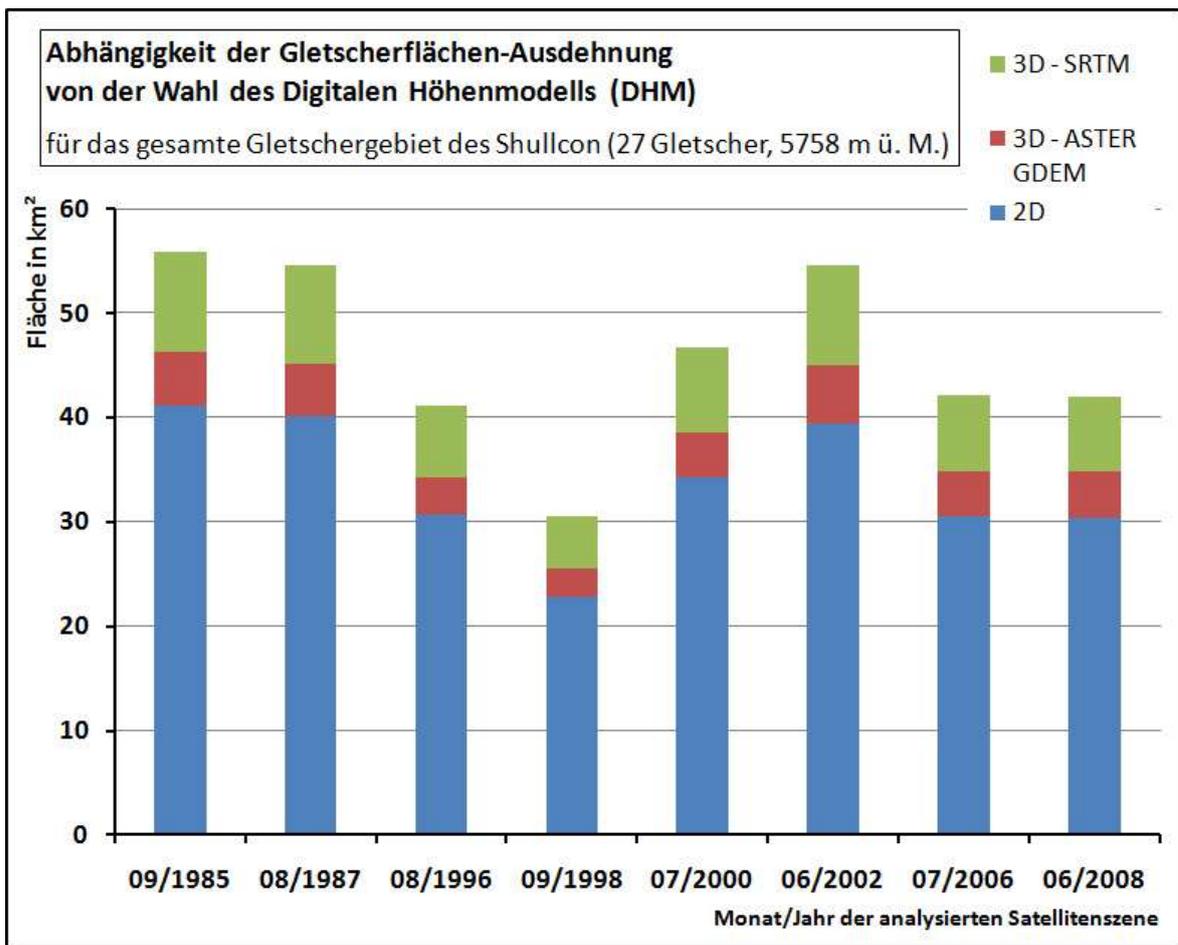
Die Szene 1 (09/1985) ist durch etwas Neuschnee gekennzeichnet. Dieser könnte trotz der Wahl eines geringeren Pufferradius (s. Kap. 6.2.4) dazu beigetragen haben, dass die tatsächliche Flächengröße ein wenig überschätzt berechnet wurde, was mit den vorhandenen Daten nicht weiter überprüft werden kann. Auf die grundsätzliche Tendenz, nämlich dass sich das Gletschergebiet zu Beginn des Untersuchungszeitraums in einer Abschmelzphase befindet, hat die o. a. Abweichung keine Auswirkung.

Die Szene 5 (07/2000) ist von etwas mehr Neuschnee beeinträchtigt. Die sehr starken Zuwachsraten von über 50% gegenüber 1998 können also trotz der Anpassung im NDSI und des geänderten Pufferradius (s. Kap. 6.2.4) möglicherweise als überschätzt angesehen werden. Eine aussagekräftige Überprüfung ist aber auch hier ohne Hinzuziehen anderer Daten nicht möglich. Deshalb bleibt die grundsätzliche Entwicklung, dass der Gletscher an Fläche dazugewinnt, davon ebenfalls unberührt.

Die Szene 9.a (06/2008) ist insofern ein Spezialfall, als das KWIR-Bildmaterial aufgrund technischer Probleme des Detektors nicht verfügbar ist (s. Kap. 6.2.1) und dadurch ein alternativer Ansatz bei der Berechnung des NDSI aus der Kombination der Szene 8.a (07/2006) mit 9.a verfolgt werden musste (s. Kap. 6.2.4). Dies könnte beim vorliegenden Ergebnis zur relativ starken Angleichung der Flächengröße geführt haben. Es ist möglich, dass in Realität eine doch leichte Ab- oder Zunahme im Jahr 2008 gegenüber 2006 stattgefunden hat. Wenn zusätzlich mit einbezogen wird, dass einige Wolken im Süden des Gletschers das zu klassifizierende Areal eher vergrößert haben, da sie ähnlich wie Schnee hochreflektierend sind, könnte insgesamt vorsichtig von einer Tendenz zur Abnahme der Fläche im Jahr 2008 gegenüber 2006 gesprochen werden.

Die absoluten Flächenwerte aller Ergebnisse hängen sehr stark von der Wahl des Digitalen Höhenmodells ab (s. Kap. 6.2.3). Während das ASTER GDEM mit einer Auflösung von 30 m gegenüber 90 m beim SRTM-DHM zunächst höher auflösend ist und mit 7 bis 14 m Genauigkeit gegenüber 16 bis 20 m beim SRTM auch auf den ersten Blick akkurater erscheint, ist bei genauerer Betrachtung sehr fraglich, welches Ergebnis die Realität näher wiedergibt. Die 3D-Fläche mittels SRTM ist grundsätzlich größer als diejenige vom ASTER GDEM (s. Abb. 17). Das SRTM weist größere Hangneigungen für die einzelnen Pixel aus: Das 3D/2D-Flächenverhältnis liegt bei SRTM für alle Szenen durchschnittlich bei 1,36, während das ASTER GDEM durchschnittlich nur den Faktor 1,13 aufweist.

Es ist schwierig, ohne weitere Vergleiche dem einen DHM mehr Vertrauen als dem anderen zu schenken. Im Untersuchungsgebiet, das der Autor der vorliegenden Arbeit besichtigt hat, ist das Gelände recht steil und schroff. Die Gletscher dehnen sich in einem insgesamt relativ kleinen Raum stark aus (s. Kap. 7.1.3). Deshalb ist es wahrscheinlicher, dass das SRTM-DHM mit größeren Hangneigungswinkeln die Topographie insgesamt realistischer wiedergibt und dadurch die insgesamt höheren Flächenwerte eher der Realität entsprechen.



**Abb. 17:** Gletscherflächen-Ausdehnung in Abhängigkeit von der Wahl des DHMs.

Das Ergebnis der absoluten Flächenberechnung des Gletschers ist stark von der Wahl des DHMs abhängig. Im untersuchten Fall kann aufgezeigt werden, dass das SRTM-DHM prinzipiell höhere 3D-Werte ausweist (also als Grundlage stärkere Hangneigungen besitzt) als das ASTER GDEM.

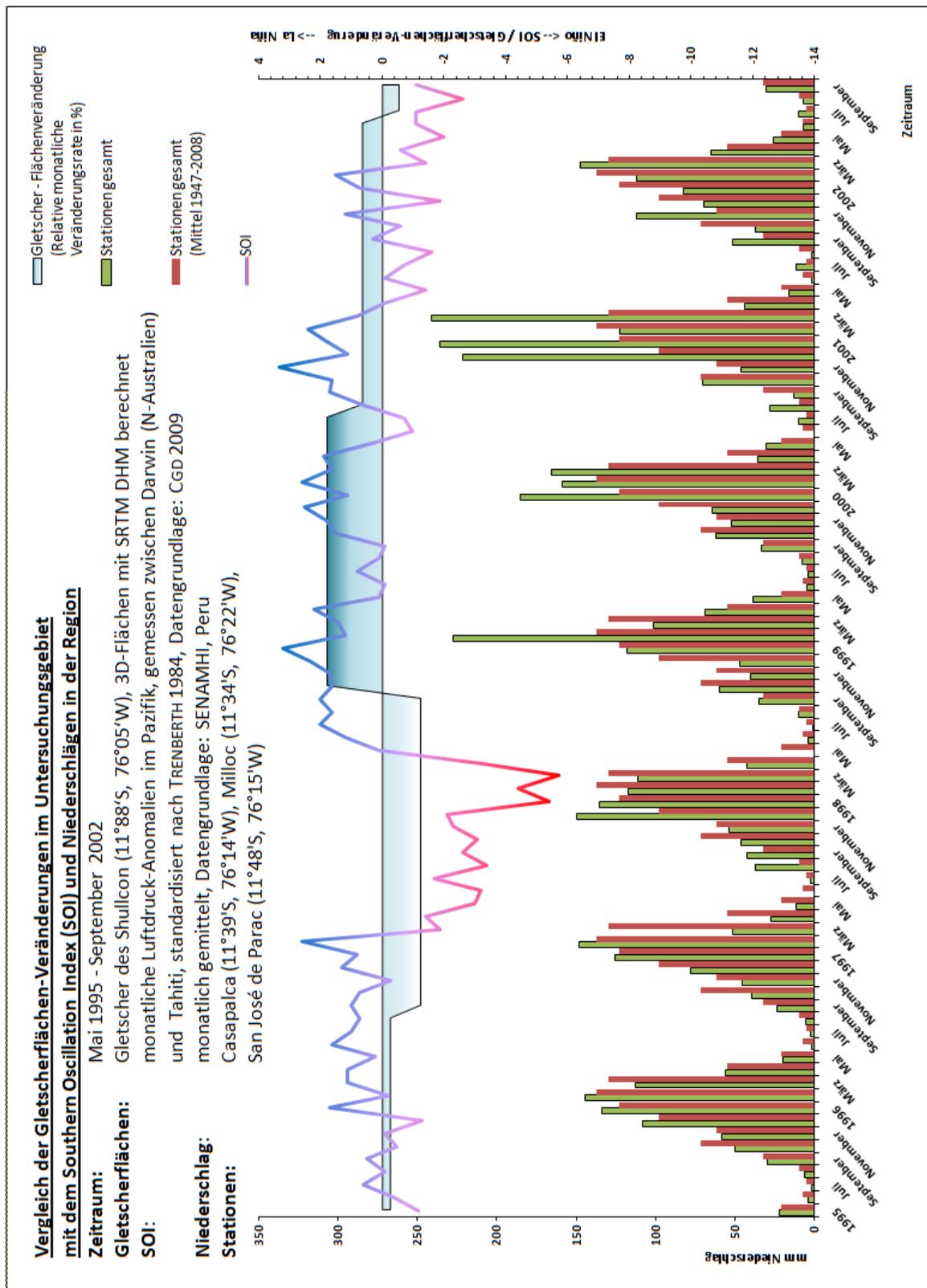
### 7.1.2 Vergleich der Flächenveränderungen mit Klimadaten

Die These der drei Haupt-Oszillationsphasen aus *Kap. 7.1.1* soll anhand einer Korrelation der eigenen Ergebnisse mit verschiedenen Klimadaten in einem Zeitausschnitt von **Mai 1995** (Beginn S-Winter) **bis September 2002** (Ende S-Winter) überprüft werden.

In einem ersten Schritt werden **monatliche Niederschlagsdaten** verarbeitet, die SENAMHI (Peru) dem LiWa-Projekt zur Verfügung gestellt hat. Diese sind für die drei zum Untersuchungsgebiet nächst gelegenen Stationen verarbeitet worden: für die Station *Casapalca* (11°39'S, 76°14'W) und *Milloc* (11°34'S, 76°22'W), die beide im NW rund 20 bzw. 40 km entfernt vom Gletschergebiet liegen, sowie für die Station *San José de Parac* (11°48'S, 76°15'W), die sich etwa 20 km weiter im W befindet. Monatlich gemittelte Daten aller drei Stationen im Zeitraum von 1947 bis 2008 werden dem tatsächlich auftretenden monatlichen Niederschlag gegenübergestellt, der an den selben Stationen im ausgewählten Zeitraum gemessen worden ist. Der Niederschlag wird mit ENSO-Daten der *Climate and Global Dynamics Division* (CGD) der Universität Boulder (USA) verglichen (CGD 2009). Dafür dient der **Southern Oscillation Index** (SOI, s. *Kap. 5.4*). Die ermittelten **Flächenveränderungen des gesamten Gletschers** werden als prozentuale Zu- und Abnahme dem SOI-Index angepasst ( $\% \cdot 1/10$ ) und eingefügt (s. *Abb. 18*).

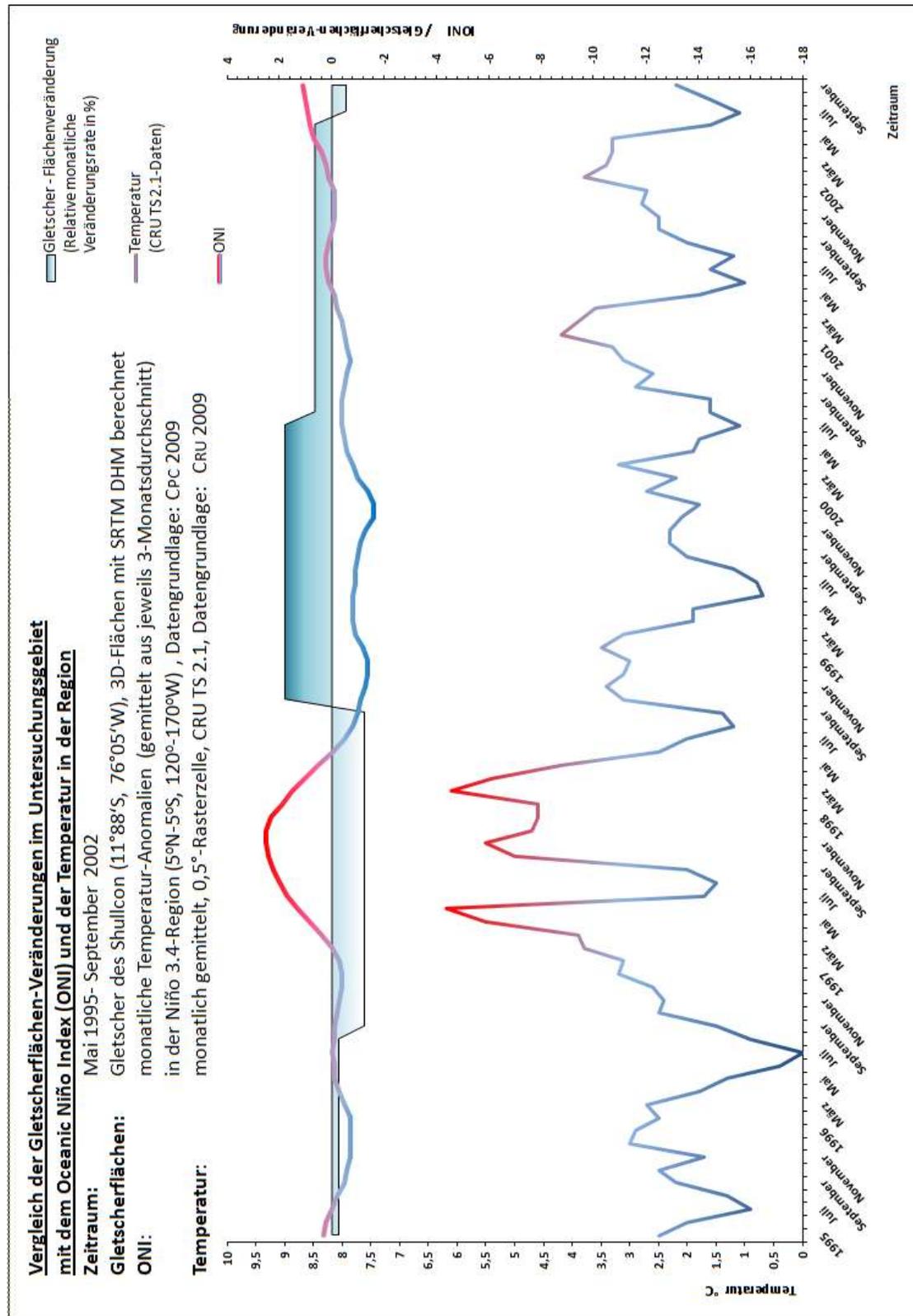
In einem zweiten Schritt werden **monatliche Temperaturdaten** der *Climate Research Unit* (CRU) der Universität East Anglia, England verwendet. Diese sind in einem  $0,5^\circ \cdot 0,5^\circ$ -Raster interpoliert global vorhanden und können über das Internet gratis bezogen werden (CRU 2009). Dem gegenübergestellt werden ENSO-Daten des *Climate Prediction Center* (CPC) des Nationalen Wetterdienstes (NOAA), USA (CPC 2009). Es handelt sich um den **Oceanic Niño Index** (ONI), der monatliche Temperatur-Anomalien im Pazifik in der Niño-3.4-Region (5°N bis 5°S, 120° bis 170°W) wiedergibt. Dann werden ebenfalls die ermittelten **Flächenveränderungen des gesamten Gletschers** als prozentuale Zu- und Abnahme dem ONI-Index angepasst ( $\% \cdot 1/10$ ) und eingefügt (s. *Abb. 19*).

In *Kap. 5.4* ist die starke Korrelation zwischen *El Niño* bzw. *La Niña* und den Niederschlägen in den äußeren Tropen, die über die Albedo die Gletscher-Massenbilanz steuern, erläutert. Anhand der folgenden Abbildungen kann in einer ersten Analyse gezeigt werden, dass auch im Untersuchungsgebiet Korrelationen dieser Parameter bestehen.



**Abb. 18:** Southern Oscillation Index (SOI) im Vergleich mit Daten aus dem Untersuchungsgebiet.

Relativ zur durchschnittlichen Niederschlagsmenge (orange-farben) weist der tatsächlich zwischen Mai 1995 und September 2002 im Untersuchungsgebiet gefallene Niederschlag (grün) sehr extreme Maxima und Minima auf, die relative gut mit der Kurve des SOI-Indexes korrelieren. Die Gletscherflächen weisen im Zuge des starken El Niño 1997/1998 hohe Abnahme- und nach den drei folgenden La Niña hohe Zuwachsraten auf.



**Abb. 19:** Oceanic Niño Index (ONI) im Vergleich mit Daten aus dem Untersuchungsgebiet.

Im untersuchten Zeitraum von Mai 1995 bis September 2002 korrelieren besonders hohe Temperatur-Werte im Untersuchungsgebiet (untere Linie) gut mit der ONI-Anomalie im Pazifik (obere Linie über Gletscherflächen). Das Gletschergebiet weist im Zuge dieses El Niño (1997/1998) starke Abschmelzraten auf. Der darauf folgende hohe Flächenzuwachs kann nicht direkt mit den dargestellten Temperatur-Wertem im Vergleich zum ONI erklärt werden.

Bei einem Vergleich dieser Daten können folgende Aussagen gemacht werden:

- **Niederschlag:**

von **März bis Juli 1997** und **Februar bis Juli 1998** liegt **der tatsächliche Niederschlag relativ weit unter dem durchschnittlichen**  
von **Februar 1999 bis März 2001** hingegen **übertrifft der tatsächliche Niederschlag den durchschnittlichen weit** (mit einigen Extremen im Januar 2000 und 2001, Februar 1999, März 2000 und 2001 sowie Dezember 2001)

- **Temperatur:**

von **März bis Juni 1997** und **Oktober 1997 bis Mai 1998** liegt **die Temperatur ungewöhnlich hoch**

extremere Minima der Temperatur finden sich im untersuchten Zeitraum immer wieder zwischen Juni und August nahezu jeden Jahres

- **SOI:** bei einem Schwellenwert von 1 (alle Werte zwischen -1 und +1 werden als nicht signifikant gemessen) ergibt sich folgende Einteilung:

von **März 1997 bis April 1998** liegt durchgehend eine **El-Niño-Situation** vor (mit Extremwerten unter -3 im Juni, August und Oktober 1997 sowie von Januar bis April 1998)

von **Juni 1998 bis Februar 2001** liegen drei längere **La-Niña-Situationen** vor, die erste von Juni 1998 bis April 1999, die zweite von Oktober 1999 bis April 2000 und die dritte von September 2000 bis Februar 2001

- **ONI:** bei einem Schwellenwert von 0,5 (alle Werte zwischen -0,5 und +0,5 werden als nicht signifikant gemessen) ergibt sich folgende Einteilung:

von **Mai 1997 bis Mai 1998** liegt durchgehend eine **El-Niño-Situation** vor (mit Extremwerten über +2 von September 1997 bis Januar 1998)

von **Juli 1998 bis Februar 2001** liegt nahezu durchgehend (mit geringeren Werten von Juli bis September 2000) eine **La-Niña-Situation** vor

- **Gletscherveränderungen:**

von **August 1996 bis September 1998** weist das gesamte Gebiet eine **starke Abschmelzrate** von rund 26% auf

von **September 1998 bis Juni 2002** weisen die Gletscher **durchgehend hohe Zuwachsraten** auf (zunächst 53% im Juli 2000 – zur Diskussion des hohen Wertes s. Kap. 7.1.1 – und schließlich noch 17% im Juni 2002)

Daraus ergeben sich nach der vorgenommenen Unterteilung der Daten folgende Beobachtungen:

- **Korrelation von SOI und Niederschlag (s. Abb. 18)**

Der Zeitraum des nach SOI-Definition auftretenden *El Niño* zwischen März 1997 und April 1998 ist nahezu deckungsgleich mit dem Auftreten geringerer Niederschläge. Die ermittelte Gletscherfläche ist wenige Monate danach rapide zurückgegangen. Die Deckungsgleichheit des Auftretens von *La Niña* mit vermehrten Niederschlägen ist etwas geringer ausgeprägt, aber dennoch signifikant vorhanden. Insgesamt korrelieren vier der genannten sechs extremen Niederschlags-Monate mit dem Auftreten von *La Niña*.

- **Korrelation von ONI und Temperatur (s. Abb. 19)**

Der Zeitraum des nach ONI-Definition auftretenden *El Niño* zwischen Mai 1997 und Mai 1998 beginnt etwa zwei Monate vorversetzt zum Auftreten höherer Temperaturen im Untersuchungsgebiet, beide Daten korrelieren gut. Die Deckungsgleichheit des Auftretens von *La Niña* mit einer verminderten Temperatur ist nicht wirklich signifikant, da nahezu jedes Jahr Minima der Temperatur auftreten.

Ein abschließender Vergleich beider ENSO-Indices zeigt, dass der SOI gut wiederzugeben scheint, dass die Veränderungsrate der Gletscherflächen stark negativ bei *El Niño* und relativ stark positiv bei *La Niña* über eine mögliche Steuerung des Niederschlages beeinflusst wird. Der ONI scheint ebenfalls gut wiederzugeben, dass die Veränderungsrate der Gletscherflächen stark negativ bei *El Niño* über eine mögliche Steuerung der Temperatur beeinflusst wird. Für *La Niña* können keine signifikanten Aussagen getroffen werden.

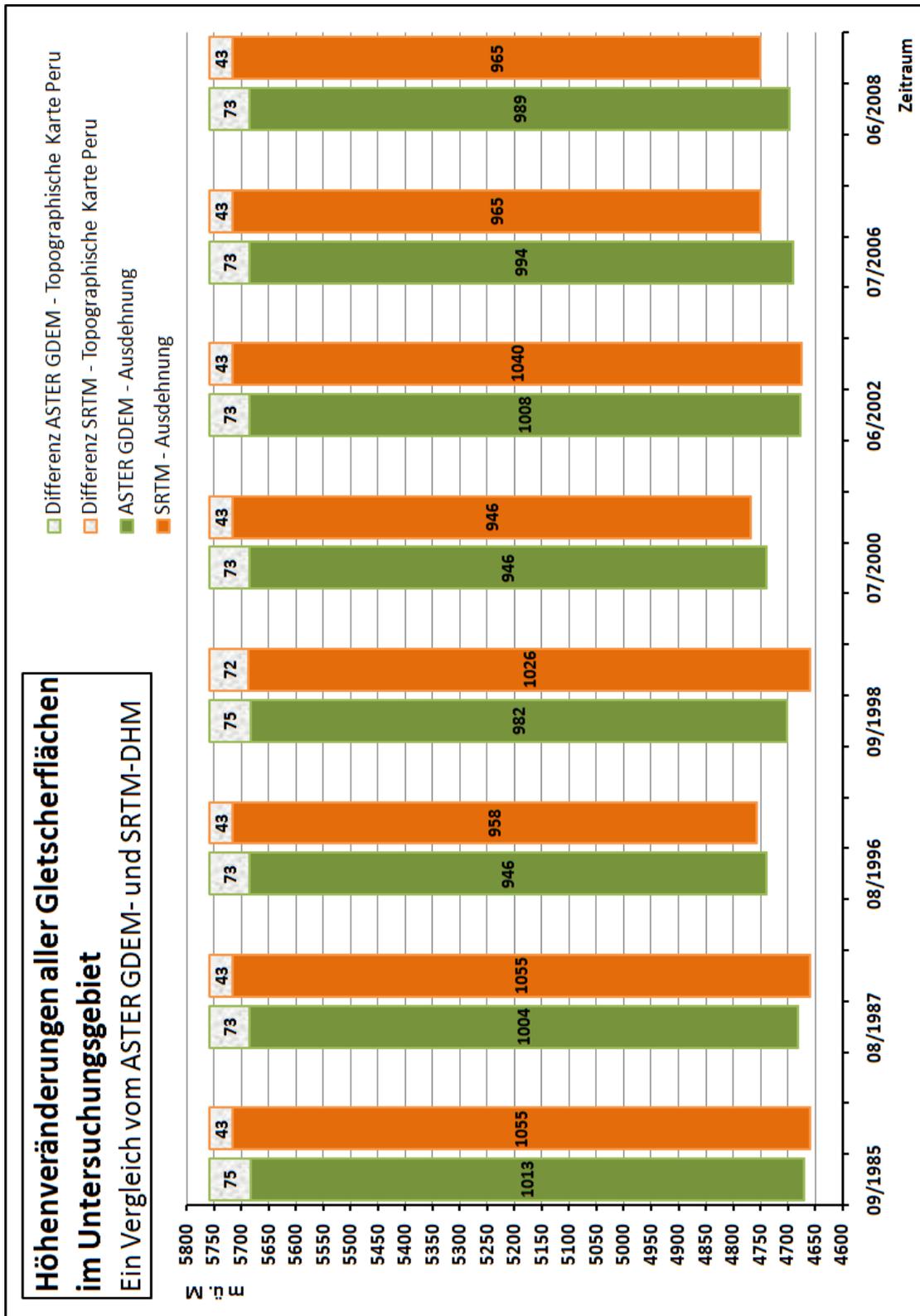
Eine weitere, statistisch tief gehendere Analyse der Parameter-Korrelationen, unter Zuziehen weiterer Daten, sollte diesen formulierten nach ersten Analysen signifikativ bestehenden Zusammenhang noch genauer überprüfen.

### 7.1.3 Ergebnisse der Gletscherparameter-Analyse

Je nach Höhenmodell schwanken die minimalen und maximalen Höhen und damit auch die Ausdehnung der Gletscher verschieden stark. Das ASTER GDEM weist grundsätzlich etwas geringere Maximalhöhen des Gletschers als das SRTM-DHM auf. Tendenziell ergibt sich eine Differenz von 30 m (5685 m ü. M. gegenüber 5715 m ü. M.). Zur Maximalhöhe der topographischen Karte hin (5758 m ü. M.) weisen beide Höhenmodelle je nach Szene eine Differenz von meist 73 m (ASTER) und 43 m (SRTM) auf (s. *Abb. 20*). Die angeführten Unterschiede zeigen, dass es nur schwer möglich ist, absolute Höhenangaben bei der vorliegenden Topographie metergenau angeben zu können.

Interessant ist aber, dass die grundsätzlichen Schwankungen der Höhenlinie bei beiden Höhenmodellen in der Tendenz ähnlich sind. Sie verlaufen dabei nicht analog den beschriebenen drei Haupt-Oszillationsphasen der Gletscherflächen (s. *Kap. 7.1*). Zu erwarten wäre zunächst ein Steigen des Gletscherminimums in der Höhe in den zwei dargestellten Abschmelzphasen 1985 bis 1998 und 2002 bis 2008 und ein Fallen in der Akkumulationsphase von 1998 bis 2002. Vor allem in den Jahren 1998 und 2000 verhält es sich genau anders herum: während die Flächen stark schmelzen, sinkt das Gletscherminimum, und während die Flächen stark zunehmen, steigt das Gletscherminimum. Diese vermeintliche Paradoxie kann mit glaziologischen Erklärungen nicht entkräftet werden. Die Ursache liegt höchstwahrscheinlich in der Ungenauigkeit der Höhenwiedergabe durch die DHMs und in der NDSI-Schneeerkennung bei einer

räumlichen Auflösung von nur 15 bis 30 m. Der Fehler zeigt sich im vorliegenden Fall sehr viel deutlicher als beispielsweise bei der gesamten Flächenberechnung, da hier bereits



**Abb. 20:** Höhenveränderungen der Gletscherflächen im Untersuchungszeitraum.

Dargestellt ist die absolute Höhenlagen-Veränderung des Gletschergebietes, für ASTER und SRTM aufgetrennt. Die SRTM-Höhen liegen etwas dichter an den Angaben in der Topographischen Karte. Insgesamt ist festzustellen, dass aufgrund der DHM-Berechnungen kein Erhöhungs-Trend der absoluten Lage des Gletschers im untersuchten Zeitraum ermittelt werden kann.

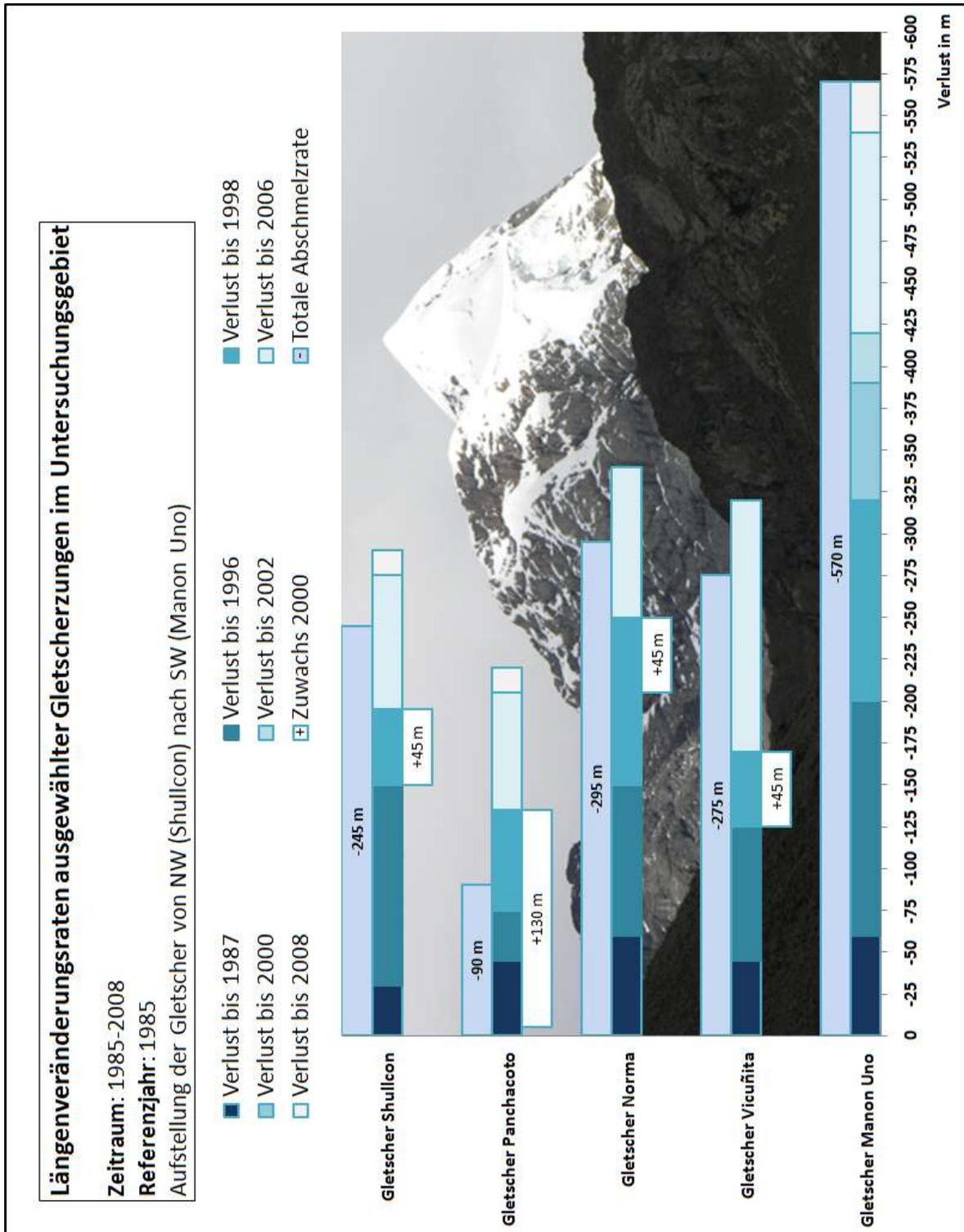
wenige Meter das Ergebnis sehr stark verfälschen können. Nach eigener Prüfung erscheint die Ermittlung der Höhenveränderungen und Ausdehnung der Gletscher als zu sensibel in Bezug auf die verwendeten Fernerkundungs-Daten.

Es sind fünf **Gletscherzungen** auf mögliche Veränderungen ihrer Länge im Zeitraum 1985 bis 2008 untersucht worden. Dabei ist festzustellen, dass alle **starke Abschmelzraten** von -90 bis -570 m aufweisen (s. *Abb. 21*). Die vom WGMS (2008: 143) seit 2002 überwachte Zunge des Shullcon weist zwischen 2002 und 2005 jährliche Rückgänge von -27,1 bis -47,4 m auf. Diese kurze Zeitreihe ist mit den selbst gemessenen Werten kaum vergleichbar, da sie nur drei Messungen in einem kurzen Zeitraum aufweist, in dem im Rahmen der Arbeit nur eine Messung durchgeführt werden konnte. Eine Überprüfung der eigenen Genauigkeit der Messungen ist damit nicht möglich.

Die gemessenen Schwankungen spiegeln also relativ gut die in *Kap. 7.1.1* aufgeführten Flächenveränderungen innerhalb der drei Haupt-Oszillationsphasen des Gletschers wider. Zwischen 1985 und 1998 ergibt sich ein mittelmäßiger bis hoher Schwund der Zungen, während bis 2000 ein Vorrücken für vier von fünf Zungen und danach ein weiteres relativ starkes Abschmelzen ermittelt werden kann. Die Jahre 2000 und 2008 weisen keine signifikanten Veränderungen auf, was zumindest zum Teil im Zusammenhang mit der Besonderheit dieser Szenen stehen könnte (s. *Kap. 7.1.1*).

Die Gletscherzunge **Manon Uno** weist als einzige durchgehend negative Werte auf, auch für das Jahr 2000, in dem alle anderen Gletscher einen Zuwachs von +45 bis +130 m verzeichnen. Im Jahr 2002 ist sie ebenfalls mit einem leichten Abschmelzen von -30 m ( $\cong$  2 Pixeln bei ASTER) vertreten, während für die anderen Zungen keine signifikanten Veränderungen bestimmt werden konnten. Die Abschmelzrate von *Manon Uno* ist ungewöhnlich stark. Mit dem generellen starken Abschmelzen der Flächen ab 1998 bildet sich im Laufe dieser Entwicklung zunächst langsam und dann immer schneller ein See heraus, dessen Größe sich von 1998 (~ 2,41 ha) über 2002 (~ 7,56 ha) bis 2006 (~ 13,56 ha) exponentiell vergrößert und im Jahr 2008 noch einmal leicht ansteigt. Dieser neue See hat also in nur 8 Jahren (1998 bis 2006) einen Flächenzuwachs von knapp 462% erreicht (s. *Karte 4*). Eine derart große Wassermasse könnte bei einem durch den Klimawandel (z. B. Abbrechen weiteren Eises und Wellenbildung) oder durch das natürliche Auslaufen des Kar-Beckens (durch ein Überlaufen oder einen Moränenwall-Bruch) induzierten

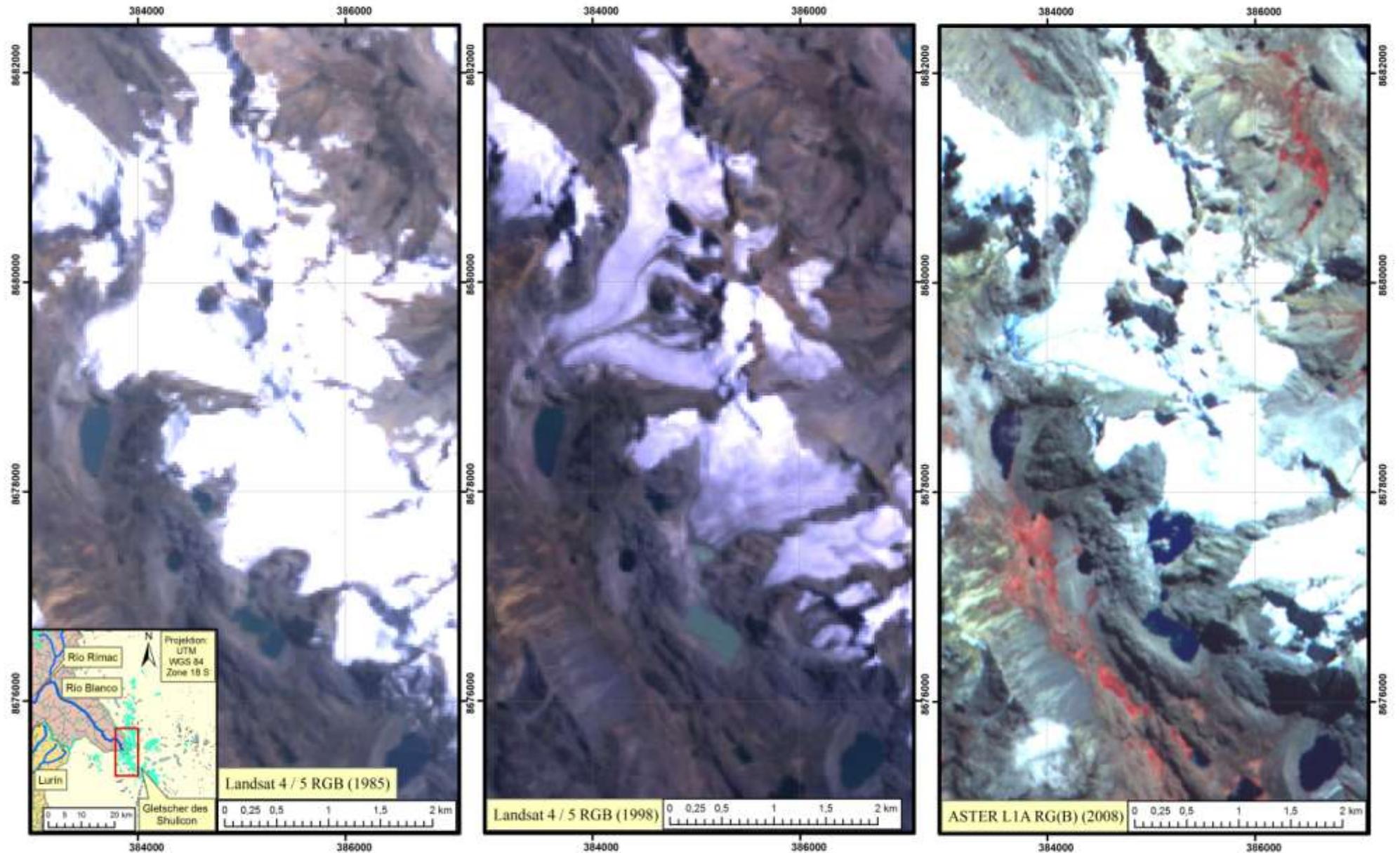
Ausbrechen verheerende Folgen für die Menschen weiter talabwärts haben (s. Kap. 5.2.2). Die Wassermassen würden über das *Carhuapampa*-Tal die erste Siedlung schon nach 10 km und das nächst größere Dorf *San Juan de Tantarache* nach 26 km erreichen.



**Abb. 21:** Längenveränderungsraten ausgewählter Gletscherzungen im Untersuchungsgebiet.

Die fünf im Untersuchungsgebiet analysierten Gletscher weisen insgesamt alle einen starken horizontalen Schwund ihrer Zungen auf (Totale Abschmelzrate, jeweils hellblau eingefärbter oberer Balken). Nur Manon Uno zeigt durchgehend klares Abschmelzen, die anderen Gletscher sind zwischen 1998 und 2000 teilweise gewachsen (Zuwachs 2000, jeweils unterer weißer Balken). Im Jahr 2000 konnten meist keine signifikanten Veränderungen festgestellt werden.

Am Beispiel des Gletschers Vicuña und Manon Uno



Zwischen 1985 (linke Szene) und 1998 (mittlere Szene) bricht die Zunge des Gletschers Vicuña (Rechtswert: 384000, Hochwert: 8679500) in zwei Teilstücke auseinander, weitere Teilstücke trennen sich bereits ab. Die Zunge des Gletschers Manon Uno (Rechtswert: 385000, Hochwert: 8677500) schmilzt stark ab und es bildet sich ein vorgelagerter Karsee (türkis reflektierend).

Zwischen 1998 und 2008 (rechte Szene) wächst die auseinandergebrochene Gletscherzunge wieder etwas zusammen, es ist noch eine mittlere Trennlinie erkennbar. Der Karsee ist inzwischen auf etwa 13,46 ha angewachsen.

Im gletschergeometrischen Sinne ist darüber hinaus die Entwicklung der Gletscherzunge *Vicuñita* interessant und zugleich bedenklich. Sie zerbricht zwischen 1985 und 1987 in zwei Teile und weist nach den starken klimatischen Veränderungen im Zuge des *El Niño* 1997/1998 (s. Kap. 7.1.2) sogar eine tendenzielle Vierteilung auf. Mit der Zunahme der Gletscherflächen zwischen 1998 und 2002 (s. Kap. 7.1.1) wird dieser vorherige Verlust wieder etwas ausgeglichen, ein vollständiger Zusammenwachs der verbleibenden zwei Teilzungen findet aber bis zum letzten Jahr 2008 nicht statt (s. Karte 4). Sofern die Zunge erst einmal in Teilen vorliegt, bedarf es sehr günstiger klimatischer Verhältnisse, um einen Zusammenwachs des Gletschers zu ermöglichen, da starke Kanteneffekte am Rande der Zunge wirken (s. Kap. 5.3). Ein Klima, das also stärkere Akkumulation ermöglicht, herrscht offenbar seit 2002 nicht mehr vor. Diese Beobachtungen stimmen gut mit der Theorie der drei Haupt-Oszillationsphasen im Zusammenhang mit *El Niño* und *La Niña* überein (s. Kap. 7.1.3).

## 7.2 Ergebnisse der Volumen- und Massenberechnungen

Die Ergebnisse der Volumen- und Massen-Veränderungsbestimmung weisen ein relativ breites Spektrum an Werten auf, das sich durch die bereits erwähnten Unterschiede der verwendeten DHMs ASTER GDEM und SRTM ergibt. Darüber hinaus beeinflusst die Wahl des Skalierungs-Exponenten das Ergebnis erheblich. Eine Änderung des Exponenten im Hundertstel-Dezimalbereich hat bereits relativ starke Auswirkungen (s. Kap. 6.2.5 u. Abb. 16).

Detaillierte Ergebnisse der Volumen- und der Massenveränderung des Gletschers befinden sich, aufgetrennt nach Wahl des DHMs und des Exponenten, in den *Tabellen 15 und 16*.

An dieser Stelle soll das Ergebnis der Mittelwertbildung aus allen drei berücksichtigten Exponenten des nach BAHR ET AL. (1997: 360) vorgeschlagenen empirischen Wertebereiches von 1,25 bis 1,375 vorgestellt werden. Der geschätzte beste Wert für das in der vorliegenden Arbeit untersuchte Gletschergebiet liegt in diesem Wertebereich bei 1,29.

<u>Volumen-Veränderungen des Gletschergebietes</u>			
anhand der Scaling-Theorie (BAHR ET AL. 1997)			
<u>Skalierungs-Exponent (DHM)</u>	<u>Volumen</u>		<u>Gesamtvolumen-Änderung</u>
	<u>1985</u> (Szene 1)  [10 <sup>6</sup> ·m <sup>3</sup> ]	<u>2008</u> (Szene 9.a)  [10 <sup>6</sup> ·m <sup>3</sup> ]	
1,25 (ASTER GDEM)	1204,684	846,048	-358,635
1,29 (ASTER GDEM)	1404,303	975,151	-429,153
1,375 (ASTER GDEM)	1945,182	1318,665	-626,517
1,25 (SRTM)	1528,839	1069,302	-459,537
1,29 (SRTM)	1795,814	1241,743	-554,072
1,375 (SRTM)	2528,122	1706,123	-821,999
<b>gemittelter Gesamtvolumen-Verlust</b>		<b>ASTER GDEM</b>	<b>-471,435</b>
		<b>SRTM</b>	<b>-611,869</b>

**Tab. 15: Volumen-Veränderungen des Gletschergebietes.**

Die Differenz des 1985 und 2008 bestimmten Volumens (nach DHM und angenommenen Exponenten gegliedert) ergibt die Gesamt-Volumen-Änderung des Gletschers.

Der gemittelte Gesamtvolumen-Verlust für das jeweilige DHM ergibt sich aus den jeweils drei unterschiedlich angenommenen Exponenten..

Daraus ergibt sich ein anzunehmender mittlerer Volumenverlust von  $471 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (ASTER GDEM) bzw.  $612 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (SRTM) zwischen 1985 und 2008. Der geschätzte beste mittlere Wert (Exponent: 1,29) liegt bei  $429 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (ASTER GDEM) bzw.  $554 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (SRTM).

Für die Masse des Gletschers ergibt sich daraus ein mittlerer Verlust zwischen 1985 und 2008 von  $424 \cdot 10^6 \text{ t}$  (ASTER GDEM) bzw.  $551 \cdot 10^6 \text{ t}$  (SRTM). Der geschätzte beste mittlere Wert (Exponent: 1,29) liegt bei  $386 \cdot 10^6 \text{ t}$  (ASTER GDEM) bzw.  $499 \cdot 10^6 \text{ t}$  (SRTM).

<b>Massen-Veränderungen des Gletschergebietes</b>			
anhand einer konstanten Dichteannahme von $900 \text{ kg (m}^3\text{)}^{-1}$ (RACOVITEANU ET AL. 2008B: 3363)			
<b>Skalierungs-Exponent (DHM)</b>	<b>Masse</b>		<b>Gesamtmassen- Änderung</b>
	<b>1985</b> (Szene 1) [ $10^6 \cdot \text{t}$ ]	<b>2008</b> (Szene 9.a) [ $10^6 \cdot \text{t}$ ]	
1,25 (ASTER GDEM)	1084,215	761,443	-322,772
1,29 (ASTER GDEM)	1263,873	877,636	-386,237
1,375 (ASTER GDEM)	1750,664	1186,799	-563,865
1,25 (SRTM)	1375,955	962,372	-413,584
1,29 (SRTM)	1616,233	1117,568	-498,665
1,375 (SRTM)	2275,310	1535,511	-739,799
<b>gemittelter Gesamtmassen-Verlust</b>		<b>ASTER GDEM</b>	<b>-424,291</b>
		<b>SRTM</b>	<b>-550,682</b>

**Tab. 16: Massen-Veränderungen des Gletschergebietes.**

Die Differenz der 1985 und 2008 bestimmten Masse (nach DHM und angenommenen Exponenten gegliedert) ergibt die Gesamt-Massen-Änderung des Gletschers.

Der gemittelte Gesamtmassen-Verlust für das jeweilige DHM ergibt sich aus den jeweils drei unterschiedlich angenommenen Exponenten..

### 7.3 Ergebnisse der Konvertierung des Volumens in ein Wasseräquivalent – Aussagen zur Wasserversorgung Limas

Detaillierte Ergebnisse der mittleren Gletscherdicke und des entsprechenden Wasseräquivalents für jedes Jahr befindet sich, aufgetrennt nach Wahl des DHMs und des Exponenten, in der *Tabelle 17*.

Wie in *Kap. 7.2* beschrieben, hängt das Ergebnis stark von der Wahl des DHMs und des Skalierungs-Exponenten ab. Gemäß der in *Kap. 6.2.6* dargestellten Rechenmethode ergibt sich für jedes Jahr zwischen 1985 und 2008 ein **anzunehmender jährlicher mittlerer Dicke-Verlust** des gesamten Gletschergebietes von  $\sim 0,54 \text{ m a}^{-1}$  (ASTER GDEM) bzw.  $\sim$

**0,58 m a<sup>-1</sup>** (SRTM). Der geschätzte beste mittlere Wert (Exponent: 1,29) liegt bei **~ 0,49 m a<sup>-1</sup>** (ASTER GDEM) bzw. **~ 0,52 m a<sup>-1</sup>** (SRTM), s. Tab. 17.

Dies entspricht einem jährlichen **Wasseräquivalent** von **~ 485 mm a<sup>-1</sup>** (ASTER GDEM) bzw. **~ 521 mm a<sup>-1</sup>** (SRTM). Der geschätzte beste mittlere Wert (Exponent: 1,29) liegt bei **~ 441 mm a<sup>-1</sup>** (ASTER GDEM) bzw. **~ 472 mm a<sup>-1</sup>** (SRTM).

<b><u>Mittlerer Verlust der Dicke und des Wasseräquivalents des Gletschers</u></b>		
nach MARK & SELTZER (2005A: 2273)		
Mittlere Dicke und Wasseräquivalent, gemittelt aus 23 Jahren (1985-2008)		
<b><u>Skalierungs-Exponent (DHM)</u></b>	<b><u>Mittlerer Dickenverlust des Gletschers</u></b> [m a <sup>-1</sup> ]	<b><u>Wasseräquivalent</u></b> [mm a <sup>-1</sup> ]
1,25 (ASTER GDEM)	-0,41	-369
1,29 (ASTER GDEM)	-0,49	-441
1,375 (ASTER GDEM)	-0,72	-644
1,25 (SRTM)	-0,43	-391
1,29 (SRTM)	-0,52	-472
1,375 (SRTM)	-0,78	-700
<b>gemittelt</b>	<b>ASTER GDEM</b>	<b>-0,54</b>
	<b>SRTM</b>	<b>-0,58</b>
		<b>-485</b>
		<b>-521</b>

**Tab. 17: Mittlerer Verlust der Dicke und des Wasseräquivalents .**

Die aus dem Quotienten des Gesamt-Volumenverlustes und der durchschnittlichen Fläche (auf 23 Jahre) gewonnene jährliche mittlere Dicke des Gletschers, kann über eine kontante Dichteannahme (s. Kap. 6.2.6) direkt in ein Wasseräquivalent umgerechnet werden, dass dann für Vergleiche mit Niederschlagssummen geeignet ist.

Wie aufgezeigt, liegt das für die Gletscher des Shullcon im Untersuchungszeitraum gemittelte Wasseräquivalent je nach Skalierungs-Exponenten und Wahl des DHMs zwischen 485 und 521 mm a<sup>-1</sup>, was einem gesamten Dickenverlust zwischen 12,4 und 13,3 m in 23 Jahren entspricht. Eine weitere Überprüfung und Abschätzung der Werte kann an dieser Stelle nicht durchgeführt werden. Allerdings soll anhand herangezogener Literatur mit ähnlichen Berechnungen die grundsätzliche Relevanz des Ergebnisses überprüft werden.

Wenn davon ausgegangen würde, dass der aufgezeigte Massenverlust des Gletschers ausschließlich durch die Abnahme der Akkumulation des Gletschers und diese geringere Akkumulation allein durch den fehlenden Niederschlag bedingt wäre, würde das errechnete Wasseräquivalent einem jährlichem Niederschlagsverlust von **485 bis 521 mm** in der Region entsprechen. Der jährlich gemittelte Niederschlag der nahe gelegenen drei Klima-Stationen *Casapalca*, *Milloc* und *San José de Parac* (s. Kap. 7.1.2) beträgt allerdings selbst nur **694 mm**. Ein Vergleich des berechneten Wasseräquivalents mit diesem Niederschlagswert würde dementsprechend bedeuten, dass der Niederschlag im Untersuchungsgebiet um etwa zwei Drittel zurückgegangen wäre. Angesichts der bisher nur schwach signifikanten Trends von Niederschlagsveränderungen ist davon nicht auszugehen. Die Übertragung des vorgestellten Wasseräquivalent-Verlusts auf weitere klimatische Veränderungen ist also weitaus komplexer und schwieriger zu tätigen und sollte beispielsweise Energie-Haushaltsrechnungen (Sublimation und Schmelzen, s. Kap. 5.2.3) mit einbeziehen (vgl. MARK & SELTZER 2005A: 2273).

Fakt ist, dass – nach der hier berechneten Methode – jedes Jahr ein Äquivalent von etwa 500 mm Wassersäule vom Gletscher abfließt und damit auf lange Sicht gesehen für eine nachhaltige Wasserversorgung der Region fehlt. Das westliche Einzugsgebiet des Gletschers entwässert über den *Río Blanco* und schließlich *Rímac* nach Lima. Der errechnete Verlust trifft also anteilig auch Perus Hauptstadt.

Genauere Berechnungen dazu, wie viel der fehlende Anteil ausmacht und was dieser für Lima bedeutet, sind sehr schwierig zu tätigen. Die Trinkwassergewinnung muss speziell auf der trockenen Pazifikseite Perus als Gesamtsystem aus Grund- und direktem Niederschlagswasser sowie Gletscherschmelze und bereits vielen „vorgeschalteten“ Stauseen erfasst werden. Auch im Tal des vom Gletscher abfließenden *Río Blanco* liegt der große Stausee *Yuracmayo* (durchschnittliches Gesamtvolumen:  $48,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ). Dieser hat eine Speicher- und Pufferfunktion für die hier dargestellten Gefahren, indem er abfließendes Wasser aufnimmt und – je nach Verbrauch im Tal – kontrolliert abfließen lässt. Der See erhält seinen Speicher und Puffer jedoch nur bis zu einem bestimmten Grad. Wenn die Gletscherschmelze in Zukunft anhält und dabei womöglich noch zunimmt, stellt sich – bei anhaltendem (möglicherweise noch höherem) Wasserverbrauch im Tal – die Frage, wie weit der See seinen Wasserspiegel halten kann. Es könnte sein, dass sich beim sukzessiven Auflösen des Gletschers das Seevolumen kurzfristig erhöht und langfristig

sogar unverändert bleibt, wenn immer noch gleich viel Niederschlag im Jahresmittel im Einzugsgebiet fällt und nun lediglich vom See gespeichert wird. Interessant zu untersuchen wäre, inwieweit der Gletscher einen vorteilhafteren Speicher als der See darstellt, beispielsweise, weil er Luftfeuchtigkeit zusätzlich über die Resublimation akkumulieren und später als Wasser zur Verfügung stellen kann (s. Kap. 5.2.3).

Die entscheidende Rolle könnten aber in Zukunft, neben weiteren klimatischen Veränderungen, die Veränderungen der Niederschlagsmuster der Region und die Anpassung des Menschen an die neuen Bedingungen spielen (s. Kap. 8). Diese Anpassung sollte ebenfalls auf den abgeschätzten Zeitpunkt bezogen werden, bis zu dem der Gletscher möglicherweise ganz verschwunden sein wird (s. Kap. 7.4).

#### 7.4 Zukünftiger möglicher Trend der Gletscherentwicklung

In einem letzten Schritt sollen zwei unterschiedlich berechnete Trends verwendet werden, die anhand der im Untersuchungszeitraum als insgesamt negativ nachgewiesenen Gletscherflächen-Veränderung (s. Kap. 7.1.1) eine Abschätzung ermöglichen, bis zu welchem Jahr das gesamte Gletschergebiet abgeschmolzen sein könnte.

Der Trend wird jeweils aus dem Verhältnis des ersten und letzten Jahres der Untersuchung berechnet:

- **lineare Trend-Berechnung ( $a_{x1}$ )**

Beim linearen Trend wird angenommen, dass sich der Gletscher kontinuierlich um die gleiche absolute Flächen-Einheit (A) verringert, die im Untersuchungszeitraum ( $a_{2008-1985}$ ) zwischen Anfangs- ( $A_{1985}$ ) und Endjahr ( $A_{2008}$ ) errechnet worden ist. Das Ergebnis  $a_{x1}$  beträgt zum Zeitpunkt von  $A_{2008}$  die Zahl an Jahren, die noch fehlt, bis der Gletscher vollständig weggeschmolzen sein wird:

$$a_{x1} = \frac{A_{2008} \cdot a_{2008-1985}}{A_{1985} - A_{2008}}$$

Unter der Berücksichtigung der unterschiedlichen Höhenmodell-Grundlagen der zuvor berechneten Flächen-Veränderungen ergeben sich für:

$$a_{x1(\text{ASTER GDEM})} = \mathbf{70,4 \text{ Jahre}} \quad \text{bzw.} \quad a_{x1(\text{SRTM})} = \mathbf{69,5 \text{ Jahre}}$$

- **exponentielle Trend-Berechnung ( $a_{x2}$ )**

Beim exponentiellen Trend wird angenommen, dass sich der Gletscher jeweils um den gleichen konstanten Faktor pro Jahr bezogen auf das Vorjahr verringert. Das bedeutet, dass diese Verringerung absolut gesehen immer weniger wird und der Gletscher rechnerisch nie ganz abschmelzen würde. Deshalb wird die vollständige Auflösung der Fläche ( $a_{x2}$ ) für den Zeitpunkt definiert, wenn der Gletscher noch 10% ( $\ln 0,1$ ) seiner Fläche ( $A$ ) bezogen auf das Endjahr des Untersuchungszeitraumes ( $A_{2008}$ ) aufweist. Das Ergebnis  $a_{x2}$  beträgt zum Zeitpunkt von  $A_{2008}$  die Zahl an Jahren, die noch fehlen, bis der Gletscher vollständig weggeschmolzen sein wird:

$$a_{x2} = \frac{\ln 0,1}{1 - \sqrt[23]{A_{2008} - A_{1985}}}$$

Unter der Berücksichtigung der unterschiedlichen Höhenmodell-Grundlagen der zuvor berechneten Flächen-Veränderungen ergeben sich für:

$$a_{x2(\text{ASTER GDEM})} = \mathbf{188,5 \text{ Jahre}} \quad \text{bzw.} \quad a_{x2(\text{SRTM})} = \mathbf{186,3 \text{ Jahre}}$$

Unter der Annahme, dass die klimatischen Schwankungen und Bedingungen der Zukunft denjenigen im Untersuchungszeitraum entsprechen und dass die wirklichen Schwankungen im Untersuchungszeitraum vollständig erfasst sind, kann die Abschätzung getroffen werden, dass das in der vorliegenden Arbeit untersuchte Gletschergebiet **in ~ 70 (linearer Trend) bis ~ 187 (exponentieller Trend) Jahren abgeschmolzen** sein wird.

Beim linearen Trend wird von einem über den gesamten Zeitraum konstanten Schmelzen ausgegangen. Ohne Berücksichtigung der noch verbleibenden Flächengröße verliert das Gletschergebiet jedes Jahr einen gleichen absoluten Anteil an Fläche, Volumen, Masse und Wasser. Bei dieser Annahme wären die gesamten Schnee- und Eismassen verhältnismäßig schnell aufgebraucht. Die Berechnung schließt keine physikalischen Mechanismen mit ein, wie etwa ein flächenabhängiges Schmelzen. Das absolut abfließende Wasser würde

zukünftig jedes Jahr gleich viel sein. Dieser Trend kann aufgrund seiner impliziten Annahmen insgesamt als eher unterschätzt und damit hinsichtlich der Zeitdauer als das **abgeschätzte Minimum** angesehen werden.

Beim exponentiellen Trend wird von einem über den Zeitraum jeweils relativ zum Vorjahr konstanten Schmelzen ausgegangen, bei dem sich der Vorgang zunächst sehr schnell und dann immer langsamer vollzieht. Bei dieser Annahme wäre das Gletschergebiet relativ spät aufgebraucht. Die Berechnung schließt flächenbezogene Veränderungen im zukünftigen Zeitraum mit ein, weshalb bei diesem Trend das absolut abfließende Wasser entsprechend der immer kleineren Fläche ebenfalls zunehmend weniger wird. Dieser Trend kann aufgrund seiner impliziten Annahmen insgesamt als eher überschätzt und damit hinsichtlich der Zeitdauer als das **abgeschätzte Maximum** angesehen werden.

Die tatsächliche Entwicklung der Gletscher in der Zukunft hängt von vielen verschiedenen Faktoren ab und kann im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter untersucht werden, trotzdem soll an dieser Stelle eine kurze Diskussion der errechneten Jahre geführt werden. Inwiefern bei der vorgestellten Abschätzung eher der lineare Trend (~ 70 Jahre) oder der exponentielle Trend (~ 187 Jahre) eine höhere Wahrscheinlichkeit besitzt, ist schwer festzulegen. Zum einen ist nicht klar, wie weit sich der Klimawandel verändern und womöglich noch verstärken wird. Viele Szenarien, wie die des IPCC, prognostizieren eine drastische Erhöhung der bodennahen Oberflächen-Temperatur in den Anden (MAGRIN ET AL. 2007: 583). Aber auch eine solche Verstärkung der klimatischen Veränderungen bedeutet nicht automatisch eine schnellere Abnahme der Gletscherflächen. Für eine derart pauschale Aussage ist das Zusammenspiel der unterschiedlich wirkenden und sich gegenseitig bedingenden Klimaparameter, wie in der Arbeit ausgiebig vorgestellt (vgl. Kap. 5.2), zu komplex. Allerdings erscheint es durchaus möglich, dass höhere Oberflächen-Temperaturen zusammen mit einem weiterhin hohen Feuchtigkeitsgehalt der bodennahen Luft in der Regenzeit eher Schmelz- als Sublimationsvorgänge fördern und somit die Reduktion des Gletschergebietes intensivieren (vgl. Kap. 5.2.3). Dazu kommt, dass sich mit der Verringerung der Fläche auch die Geometrie des Gletschers ändert, weshalb das in Zukunft kleiner werdende Gletschergebiet aufgrund von Kanteneffekten (vgl. Kap. 5.3) möglicherweise zunehmend schneller abschmilzt.

Es erscheint also **bei der hier vollführten Abschätzung durchaus möglich**, dass sich das untersuchte Gletschergebiet eher im Bereich des Minimums an berechneten Jahren, also vielleicht in **weniger als 100 Jahren**, vollständig aufgelöst hat. Wenn weitere das Schmelzen beschleunigende Faktoren, wie beispielsweise die genannten Kanteneffekte, zunehmend stärker zum Tragen kommen, würden sogar beide vorgestellten Trends als überschätzt angesehen werden müssen. Es ist bzw. wäre demnach wichtig, die komplexe zukünftige Entwicklung eines solchen Gletschergebietes mit vor Ort gemessenen langfristigen Daten (die bisher kaum existieren) zu überprüfen und gegebenenfalls eine neue Trendberechnung aufzustellen.

## **8 Zusammenfassende kritische Auswertung der vorliegenden Arbeit**

In der vorliegenden Arbeit ist im Zusammenhang mit der aktuellen Fallstudie des Projektes „LiWa“ zur Wasserversorgung von Lima, der Hauptstadt Perus ein Gletschergebiet der äußeren Tropen im Hochgebirge der zentralen Anden (5758 m ü. M., 11°88'S, 76°05'W) untersucht worden. Dazu wurden moderne Fernerkundungs- und GIS-Methoden für die Bearbeitung multitemporaler Satellitendaten verwendet. Anhand dieser sollte eine Massenbilanzierung des Gletschers und damit verbundene Aussagen zu seiner im Untersuchungszeitraum (1985 bis 2008) stattgefundenen Entwicklung im Zusammenhang mit wirkenden Klimaparametern erzielt werden. Diese Aussagen dienen wiederum für die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung des Gletschergebietes, dessen Veränderungen ebenfalls die Wasserversorgung Limas und damit diejenige von über acht Millionen Menschen beeinflussen (s. *Kap. 1*).

Nach einer umfassenden Einarbeitung in den bis dahin nur teilweise bekannten Raum und in seine komplexen klimatischen Gegebenheiten sind die Methoden zur Bestimmung der Gletscher aus verschiedenen Satellitenbildern erarbeitet worden. Dazu musste eine intensive Literaturrecherche, insbesondere die von englischsprachigen Fachartikeln, zur Thematik der Massenbilanzierung von Hochgebirgsgletschern mit Fernerkundungsdaten getätigt werden. Bei einem **Besuch des Untersuchungsgebietes im März 2009** (s. *Fotos in der Arbeit*) konnte sich der Autor einen unmittelbaren Eindruck von dem über 5000 m ü. M. liegenden Gletschergebiet verschaffen und später in Lima zusätzliches Material heranziehen, wie die Topographische Karte Perus.

Nachfolgend sind die Satellitenszenen ausgewählt worden. Aufgrund diverser Fachartikel, in denen die Nutzung von ASTER-DHMs hinsichtlich der Massenbilanzierung von Gletschern vorgestellt wird, ist entschieden worden, dieses Verfahren im Rahmen der Diplomarbeit ebenfalls auszutesten und durchzuführen. Des Weiteren sind zusätzliche Szenen von Landsat vor 2002 ausgewählt worden, damit der Untersuchungszeitraum etwas vergrößert wird und mehr Daten verglichen werden können. Das **Kernstück der Arbeit** besteht damit aus zwei grundsätzlichen Schritten: aus der **semi-automatisierten Flächenermittlung** anhand der **NDSI-Methode** (s. Kap. 6.2.4) und aus der **eigenen Generierung Digitaler Höhenmodelle** (DHMs) von Stereo-Satellitenbildern des Sensors ASTER (s. Kap. 6.2.3).

Dazu musste eine umfangreiche Anpassung, Verarbeitung und Analyse der Szenen in diversen Fernerkundungs- und GIS-Programmen in Eigenregie durchgeführt werden. Das NDSI-Verfahren konnte dabei relativ problemlos iterativ angewendet und die zunächst zweidimensionale Fläche der unterschiedlichen Szenen berechnet werden.

Dann sind die DHMs in einem vergleichsweise aufwändigen Verfahren aus den ASTER-Stereo-Bildern erstellt worden. Ein späterer Test der Lagegenauigkeit der Punkte zueinander ergab jedoch, dass die Szenen viel zu starken Schwankungen der Pixelhöhen unterworfen sind, die für eine seriöse Gletschermassenbilanzierung nicht hinnehmbar sind. In Folge dieser Erkenntnis musste eine **Anpassung der Methodik** für das formulierte Ziel durchgeführt werden. Zum einen sind für die dreidimensionalen Flächenberechnungen die korrigierten DHMs ASTER GDEM und SRTM verwendet worden. Ein Vergleich und Genauigkeitstest konnte im Rahmen der Arbeit nur bedingt durchgeführt werden. Zur Diskussion beider Modelle findet sich ein Absatz im Kap. 7.1.1. Bei der Erwägung von alternativen Volumenbestimmungen der Gletscher ist der Autor auf den Artikel der **Scaling-Theorie** aufmerksam geworden (s. Kap. 6.2.5). Diese ist durch die empirisch bewiesene Annahme eines konstanten Verhältnisses mehrerer Gletschergrößen zueinander sehr einfach und schnell durchführbar. Alle weiteren vorgestellten Ergebnisse, wie die der Masse, der mittleren Dicke und des Wasseräquivalents des Gletschers, bauen auf der mit einem angenommenen Exponenten von 1,29 potenzierten Fläche auf. **Ist diese Annahme weit von der Realität entfernt, sind auch alle weiteren vorgestellten Ergebnisse dementsprechend unrealistisch.** Dies ist der Nachteil einer Methode, die nicht direkt und

in diesem Fall auch nicht durch weitere Daten des Gletschergebietes überprüft werden kann. Deshalb muss an dieser Stelle noch einmal betont werden, dass anhand der ermittelten Ergebnisse **generelle Trends** formuliert werden können ohne, dass die Ergebnisse die eigentliche Realität vor Ort sicher widerspiegeln. Eine grundsätzliche Diskussion zur Nutzung der Fernerkundung gegenüber traditionellen Methoden ist bereits ausführlich im *Kap. 6.4* dargelegt.

In diesem Fall reflektieren die Ergebnisse zunächst die Tatsache wider, dass die Gletscherflächen nicht einfach – wie oft populärwissenschaftlich vermittelt – kontinuierlich abschmelzen (s. *Kap. 7.1.1*). Es konnten **drei Oszillationsphasen** nachgewiesen werden, deren Vergleich mit weiteren Klima-Daten eine sehr hohe **Deckungsgleichheit mit dem Auftreten von *El Niño* und *La Niña*** aufzeigt, die besonders interessant ist (s. *Kap. 7.1.2*). Einen derart linearen Zusammenhang hat selbst der Autor vor Bearbeitung der Daten nicht vermutet.

Trotz der Oszillationen ist der Trend der Gletscherentwicklung insgesamt negativ. Wie in *Kap. 7.4* anhand eines linearen und exponentiellen Trends dargestellt, kann davon ausgegangen werden, dass die *Gletscher des Shullcon*, sofern die klimatischen Bedingungen der Zukunft mit denen im Untersuchungszeitraum der Arbeit vergleichbar sind, **in nur wenigen Menschen-Generationen abgeschmolzen** sein könnten (in ~ 70 bis ~ 186 Jahren).

Vor dem Hintergrund dieser aufgezeigten Entwicklungen stellt sich die Frage der **Nachhaltigkeit der Wasserversorgung Limas**. Ein zunächst durch das Abschmelzen höher vorhandenes Wasserangebot könnte sich bereits nach wenigen Jahrzehnten in eine geringere Wasserverfügbarkeit umkehren. Möglicherweise können die See-Aufstauungen, wie auch im Fall des Untersuchungsgebietes der See *Yuracmayo* (s. *Kap. 5.5.1 u. 7.3*), das abfließende Gletscherwasser und zukünftige Regenwasser langfristig speichern und damit die drohende Gletscherauflösung (zum Teil) abpuffern (s. *Kap. 7.3*). Eine Analyse dieser Chancen und Gefahren ist sehr schwierig. Zur Abschätzung eines Veränderungstrends der tropischen Gletscher in der Zukunft sollte ein besonderer **Fokus auf Sublimations- und Schmelzvorgängen sowie den ENSO-Ereignissen** liegen, da diese, wie in der Arbeit aufgezeigt, erheblichen Einfluss auf die Gletschermassenbilanz ausüben (s. *Kap. 5.2.3, 5.3 u. 7.1.2*).

Gleichzeitig haben sich die menschlichen Aktivitäten und Lebensweisen in dem ehemals von Subsistenzwirtschaft geprägten Land Peru hin zu einer **zunehmend profitorientierten Wirtschaft** extrem verändert. Nach KASER (2003B: 131) verschlimmert dies die ohnehin schon prekäre Lage der Wasserversorgung, da eine „Verwestlichung“ der ursprünglich andinen Kultur einen **immer höheren Energie- und Wasserkonsum** mit sich zieht. Eine intensivierte Agrarwirtschaft in den trockenen Oasen an der Pazifikküste und eine fortschreitende Expansion der ohnehin schon vielen wasserintensiven Minen beschleunigen diesen Prozess. Die **Probleme zeigen sich vor allem in der Trockenzeit**, wenn die Niederschläge auf nahezu 0 mm sinken und das benötigte Wasser größtenteils aus den See-Reservoirs und Gletschern bezogen werden muss.

Die Anpassung der Wasserversorgung Limas ist bei den aufgezeigten Trends unumgänglich. Es erscheint hierbei zwingend notwendig, dass sowohl eine **soziale** (ökonomisch und infrastrukturell faire Verteilung des Wassers in der Stadt und in den marginalisierten Armen-Vierteln) als auch **technische Anpassung** (Aufstauung weiterer Seen, weiterer Wassertunnel-Bau, Effizienz beim Wasserverbrauch etc.) von Seiten des Staates, der Gemeinden und den einzelnen Menschen durchgeführt und auch langfristig gehalten wird.

## Quellenverzeichnis

- ABRAMS, M. & S. HOOK (2002): **ASTER User Handbook Version 2**. – Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, USA.  
*URL:* [http://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03\\_data/04\\_Documents/aster\\_user\\_guide\\_v2.pdf](http://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03_data/04_Documents/aster_user_guide_v2.pdf)  
*Zugriff:* 18.08.2009
- BACA LABARTHE, C. (1991): **Acueducto Transandino Marcapomacocha-Milloc**. – In: El ingeniero civil, Vol. 70, S. 11-18, Lima, Peru.
- BAHR, D. B., MEIER, M. F. U. S. D. PECKHAM (1997): **The Physical basis of glacier volume-area scaling**. – Journal of Geophysical Research, Vol. 102 (B9), S. 355 – 362, American Geophysical Union, USA.
- BARRY, R. G. (2008): **Mountain Weather and Climate**. – 3. Aufl., 506 S., Cambridge University Press, New York, USA.
- BROOKS, N. u. W. N. ADGER (2003): **Country level risk measures of climate-related natural disasters and implications for adaptation to climate change**. – Tyndall Centre for Climate change Research, Working Paper 26, 25 S., Norwich, England.  
*URL:* <http://www.cru.uea.ac.uk/~e118/publications/TynWP26.pdf>  
*Zugriff:* 13.10.2009
- CAREY, M. P. (2005): **People and Glaciers in the Peruvian Andes: a history of climate change and natural disasters, 1941-1980**. – Dissertation, University of California, 302 S., Davis, USA.
- CAVIEDES, C. N. (2005): **El Niño – Klima macht Geschichte**. – 167 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- CGD (THE CLIMATE AND GLOBAL DYNAMICS DIVISION, 2009): **Southern Oscillation Index (SOI)**. – University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), Boulder, Colorado, USA.  
*URL:* <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>  
*Zugriff:* 04.01.2010
- COUDRAIN, A., FRANCOU, B. u. Z. W. KUNDZEWICZ (2005): **Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources – Editorial**. – In: Hydrological Sciences, Vol. 50 (6), S. 925-932, International Association of Hydrological Sciences, Oxfordshire, England.
- CPC (CLIMATE PREDICTION CENTER, 2009): **Oceanic Niño Index (ONI)**. – National Weather Service, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), USA.  
*URL:* [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)  
*Zugriff:* 04.01.2010

- CRU (CLIMATE RESEARCH UNIT, 2009): **Temperatur-Daten – CRU TS 2.1.** – Tyndall Centre for Climate change Research, University of East Anglia, Norwich, England.  
*URL:* [http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/timm/grid/CRU\\_TS\\_2\\_1.html](http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/timm/grid/CRU_TS_2_1.html)  
*Zugriff:* 12.01.2010
- EDEGEL (EMPRESA DE GENERACIÓN ELÉCTRICA DE LIMA, 2009): **Informationen über Stausee Yuracmayo.** – Tafel mit Daten am Rande des Sees, aufgenommen bei eigener Exkursion des Gebietes am 02.04.2009.
- ERSDAC (EARTH REMOTE SENSING DATA ANALYSIS CENTER, 2009A): **ASTER GDEM Overview.** – ASTER Website, Japan.  
*URL:* <http://www.ersdac.or.jp/GDEM/E/2.html>  
*Zugriff:* 02.01.2010
- ERSDAC (EARTH REMOTE SENSING DATA ANALYSIS CENTER, 2009B): **ASTER Instruments.** – ASTER GDS Website, Japan.  
*URL:* [http://www.gds.aster.ersdac.or.jp/gds\\_www2002/exhibition\\_e/a\\_sensor\\_e/set\\_a\\_sensor\\_e.html](http://www.gds.aster.ersdac.or.jp/gds_www2002/exhibition_e/a_sensor_e/set_a_sensor_e.html)  
*Zugriff:* 13.08.2009
- ERSDAC (EARTH REMOTE SENSING DATA ANALYSIS CENTER, 2009C): **Notice for ASTER SWIR Detectors Failure (2009/3/13).**  
*URL:* [http://imsweb.aster.ersdac.or.jp/ims/html/MainMenu/news20090313\\_e.html](http://imsweb.aster.ersdac.or.jp/ims/html/MainMenu/news20090313_e.html)  
*Zugriff:* 27.08.2009
- FAVIER, V., WAGNON, P. u. P. RIBSTEIN (2004): **Glaciers of the outer and inner tropics: A different behavior but a common response to climate forcing.** – In: Geophysical Research Letters, Vol. 31 (L16403), S. 1-5, American Geophysical Union, USA.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., WAGNON, P., RAMIREZ, E. u. B. POUYAUD (2005): **Glaciers of the Tropical Andes: Indicators of Global Climate Variability.** – In: Global Change on Mountain Regions – an overview of current knowledge. Hrsg.: HUBER, U. M., BUGMANN, H. K. M. u. M. A. REASONER, S. 197-204, Springer, Dordrecht, Niederlande.
- FRANCOU, B., VUILLE, M., FAVIER, V. u. B. CÁCERES (2004): **New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S.** – In: Journal of Geophysical Research, Vol. 129 (D18106), S. 1-17, American Geophysical Union, USA.
- FRANCOU, B., VUILLE, M., WAGNON, P., MENDOZA, J. u. J.-E. SICART (2003): **Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S.** – In: Journal of Geophysical Research, Vol. 108 (D5), S. 1-12, American Geophysical Union, USA.

- FREIBURG, F. (2007): **Erdbeben verwüstet Hafenstadt Pisco**. – In: Spiegel Online, Panorama, 16.08.2007, Hamburg.  
 URL: <http://www.spiegel.de/panorama/0,1518,500316,00.html>  
 Zugriff: 12.06.2009
- GARREAUD, R. D. & P. ACEITUNO 2007: **Atmospheric Circulation and Climatic Variability**. – In: VEBLEN, T. T., YOUNG, K. R., u. A. R. ORME (2007): *The Physical Geography of South America*. S. 45-59, Oxford University Press, New York, USA.
- GRAF, K. (1986): **Klima und Vegetationsgeographie der Anden – Grundzüge Südamerikas und pollenanalytische Spezialuntersuchung Boliviens**. – In: *Physische Geographie*, Vol.19 Universität Zürich, Hrsg.: FURRER, G., KELLER, W. A., GAMPER, M. u. J. SUTER, 147 S., Schweiz.
- HAUG, T., ROLSTAD, C., ELVEHØY, H., JACKSON, M. u. I. MAALEN-JOHANSEN (2009): **Geodetic mass balance of the western Svartisen ice cap, Norway, in the periods 1968-1985 and 1985-2002**. – In: *Annals of Glaciology*, Vol. 50 (50), S. 119-124, International Society of Glaciology, London, England.
- HOFFMANN, H. (2009): **Wasserverbrauch in Lima**. – Mündliche Mitteilung.
- v. HUMBOLDT, A. (1969): **Reisen in den Tropen Amerikas**. – 79 S., Deutsche Verlags-Anstalt GmbH, Stuttgart.
- IGN (INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 2009): **Carta Nacional - 1:100.000**. – Aktualisierte Fassung Grundlage erstellt aus Luftfotos im Zeitraum von 1961-63, Lima, Peru.
- KÄÄB, A., HUGGEL, C., PAUL, F., WESSELS, R., RAUP, B. H., KIEFFER H. u. J. KARGEL (2002): **Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications**. – In: *EARSeL Proceedings No. 2*, S.43-53, EARSeL-LISSIG-Workshop, Bern, Schweiz.
- KASER, G., FOUNTAIN, A. u. P. JANSSON (2003A): **A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers**. – In: *ICSI/UNESCO HKH-Friend programme, Technical Documents in Hydrology*, Vol. 59, 107 S., Paris, Frankreich.
- KASER, G., JUEN, I., GEORGES, C., GÓMEZ, J. U. W. TAMAYO (2003B): **The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru**. – In: *Journal of Hydrology*, Vol. 282, S. 130-144, Elsevier, Amsterdam, Niederlande.
- KASER, G. & H. OSMASTON (2002): **Tropical Glaciers**. – *International Hydrology Series*, UNESCO, 207 S., Cambridge University Press, Cambridge, England.
- KLOTZ, G., GUTTE, P., RAST, H., SUCCOW, M. u. E. WEINERT (1990): **Hochgebirge der Erde**. – 2. Aufl., 355 S., Urania-Verlag, Leipzig.

- LEMKE, P., REN, J., ALLEY, J. B., ALLISON, I., CARRASCO, J. FLATO, G., FUJII, Y., KASER, G., MOTE, P., THOMAS, T. H. u. R. ZANG (2007): **Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground.** – In: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Hrsg.: SOLOMON, S., GIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M. u. H.L. MILLER, S. 338-383, Cambridge University Press, Cambridge, England.
- MÄCHTLE, B. (2007): **Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen zur Rekonstruktion der holozänen Umweltgeschichte in der nördlichen Atacama im Raum Palpa/Südperu.** – In: Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 123, Hrsg.: EITEL, B., GEBHARDT, H. u. P. MEUSBURGER, Universität Heidelberg, 227 S.
- MAGRIN, G., GAY GARCÍA, C., CRUZ CHOQUE, D., GIMÉNEZ, J.C., MORENO A. R., NAGY, G.J., NOBRE, C. u. A. VILLAMIZAR (2007): **Latin America. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability.** – In: Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Hrsg.: PARRY, M.L., CANZIANI, O.F., PALUTIKOF, J.P., VAN DER LINDEN, P.J. u. C.E. HANSON, S. 581-615, Cambridge University Press, Cambridge, England.
- MARK, B. G. u. G. O. SELTZER (2005A): **Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing.** – In: Quaternary Science Reviews, Vol. 24 (20-21), S. 2265-2280, Elsevier, Amsterdam, Niederlande.
- MARK, B. G. u. G. O. SELTZER (2005B): **Glacier Recession in the Peruvian Andes: Climatic Forcing, Hydrologic Impact and Comparative Rates Over Time.** – In: Global Change and Mountain Regions – an overview of current knowledge. Hrsg.: HUBER, U. M., BUGMANN, H. K. M. u. M. A. REASONER, S. 205-214, Springer, Dordrecht, Niederlande.
- MORALES ARNAO, B. (2001a): **Aspectos físicos de la alta montaña en los Andes peruanos.** – Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. 91, S. 7-17, Lima, Peru.
- MORALES ARNAO, C. (2001b): **Las Cordilleras del Perú.** – 201 S., Universidad San Martín de Porres, Lima, Peru.
- NASA (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION, 2009A): **ASTER – Mission Eos and Terra.** – Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, USA.  
*URL:* <http://asterweb.jpl.nasa.gov/eos.asp>  
*Zugriff:* 13.08.2009

- NASA (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION, 2009B): **Landsat 7 – Science Data Users Handbook**. – Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA.  
*URL:* <http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook.html>  
*Zugriff:* 18.08.2009
- NASA (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION, 2009C): **Landsat Timeline - History of Landsat 1-7**. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA.  
*URL:* <http://landsat.gsfc.nasa.gov/about/timeline.html>  
*Zugriff:* 19.09.2009
- NASA (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION, 2009D): **Technical Details for Landsat 4**. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA.  
*URL:* [http://landsat.gsfc.nasa.gov/about/L4\\_td.html](http://landsat.gsfc.nasa.gov/about/L4_td.html)  
*Zugriff:* 20.09.2009
- ORME, A. R. (2007): **Tectonism, Climate and Landscape Change**. - In: VEBLEN, T. T., YOUNG, K. R., u. A. R. ORME (2007): *The Physical Geography of South America*, S. 23-44, Oxford University Press, New York, USA.
- PAINTER (2007): **Deglaciation in the Andean Region**. – In: Human Development Report (HDR) 2007/2008 – Occasional Papers: Tropical background research for the HDR, 17 S., Vereinte Nationen, New York, USA.  
*URL:* [http://hdr.undp.org/en/reports/global/hdr2007-2008/papers/painter\\_james.pdf](http://hdr.undp.org/en/reports/global/hdr2007-2008/papers/painter_james.pdf)  
*Zugriff:* 17.09.2009
- RACOVITEANU, A. E., ARNAUD, Y., WILLIAMS, M. W. u. J. ORDOÑEZ (2008A): **Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing**. – In: *Journal of Glaciology*, Vol. 54 (186), S. 499-510, International Society of Glaciology, London, England.
- RACOVITEANU, A. E., MANLEY, A. F., ARNAUD, Y. u. M. W. WILLIAMS (2007): **Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes**. – In: *Global and Planetary Change*, Vol. 59 (1-4), S. 110-125, Elsevier, Amsterdam, Niederlande.
- RACOVITEANU, A. E., WILLIAMS, M. W. u. R. G. BARRY (2008B): **Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya**. – In: *Sensors*, Vol. 8 (8), S. 3355-3383, MDPI, Basel, Schweiz.
- RASMUSSEN, L. A., ANDREASSEN, L. M. u. H. CONWAY (2007): **Reconstruction of mass balance of glaciers in southern Norway back to 1948**. – In: *Annals of Glaciology*, Vol. 46 (1), S. 255-260, International Society of Glaciology, London, England.
- RAUP, B. H., RACOVITEANU, A., SINGH KHALSA, S. J., HELM, C., ARMSTRONG, R. u. Y. ARNAUD (2007): **The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change**. – In: *Global and Planetary Change*, Vol. 56 (1-2), S. 101-110, Elsevier, Amsterdam, Niederlande.

RAUP, B. H. u. S. J. SINGH KHALSA (2007): **GLIMS Analysis Tutorial.**

*URL:* [http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS\\_Analysis\\_Tutorial\\_a4.pdf](http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf)  
*Zugriff:* 13.05.2009

SCARAMUZZA, P., MICIJEVIC, E. u. G. CHANDER (2004): **SLC Gap-Filled Products – Phase One Methodology.**

*URL:* [http://landsat.usgs.gov/documents/SLC\\_Gap\\_Fill\\_Methodology.pdf](http://landsat.usgs.gov/documents/SLC_Gap_Fill_Methodology.pdf)  
*Zugriff:* 13.09.2009

SCHUSTER, G. (2007): **Modellierung und Analyse der Wechselwirkungen zwischen Strahlungsbilanz, Landnutzung, Relief und Schneebedeckung – Möglichkeiten und Grenzen der Satellitenfernerkundung.** – Dissertation, 139 S., Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i. Breisgau.

SCHWEIGGER, E. (1959): **Die Westküste Südamerikas im Bereich des Peru-Stroms.** – 513 S., Keyserische Verlagsbuchhandlung, Heidelberg-München.

SCHWERDTFEGGER, W. (1976): **Climates of Central and South America.** – In: World Survey of Climatology, Bd. 12, 532 S., Elsevier, Amsterdam, Niederlande.

SINGH KHALSA, S. J., DYURGEROV, M. B., KHROMOVA, T., RAUP, B. H. u. R. G. BARRY (2004): **Space-Based Mapping of Glacier Changes Using ASTER and GIS Tools.** – In: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 42 (10), S. 2177-2182, University of Michigan, Ann Arbor, USA.

TANAKA, H. L., ISHIZAKI, N. u. A. KITO (2004): **Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere.** – In: Tellus A, Vol. 56 (3), S. 250-269, Blackwell Munksgaard, England.

TROLL, C. (1959): **Die tropischen Gebirge. Ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung.** – In: Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 25, 93 S., Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn.

TROLL, C. (1966): **Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung.** – In: Erdkundliches Wissen, Schriftenreihe für Forschung und Praxis, Heft 11, 366 S., Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

USGS (UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY 2009A): **ASTER Products – L1A. Products Table.** – Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USA.

*URL:* [http://lpdaac.usgs.gov/products/aster\\_products\\_table/routine/reconstructed\\_unprocessed\\_instrument\\_data/ast\\_11a](http://lpdaac.usgs.gov/products/aster_products_table/routine/reconstructed_unprocessed_instrument_data/ast_11a)  
*Zugriff:* 19.11.2009

USGS (UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY 2009B): **Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). Product Descriptions.** – Earth Resources Observation and Science Center (EROS), USA.

*URL:* <http://eros.usgs.gov/products/satellite/landsat7.php>  
*Zugriff:* 14.08.2009

USGS (UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY 2009C): **Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) – Product Description**. – Earth Resources Observation and Science Center (EROS), USA.

*URL:* [http://eros.usgs.gov/#/Find\\_Data/Products\\_and\\_Data\\_Available/SRTM](http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/SRTM)

*Zugriff:* 02.01.2010

VUILLE, M. (1999): **Atmospheric circulation over the bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation**. – In: International Journal of Climatology, Vol. 19 (14), S. 1579-1600, Royal Meteorological Society, Reading, England.

VUILLE, M. u. R. S. BRADLEY (2000): **Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes**. – In: Geophysical Research Letters, Vol. 27 (23), S. 3885-3888, American Geophysical Union, USA.

VUILLE, M., BRADLEY, R. S., u. F. KEIMIG (2000): **Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing**. – In: Journal of Geophysical Research, Vol. 105 (D10), S. 447-460, American Geophysical Union, USA.

VUILLE, M., BRADLEY, R. S., WERNER, M. u. F. KEIMIG (2003): **20th Century Climate Change in the Tropical Andes: Observations and Model Results**. – In: Climatic Change Vol. 59 (1-2), S. 75-99, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande.

VUILLE, M., FRANCOU, B. WAGNON, P., JUEN, I., KASER, G., MARK, B. G. u. R. S. BRADLEY (2008A): **Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future**. – In: Earth Science Reviews, Vol. 89 (3-4), S. 79-96, Elsevier, Amsterdam, Niederlande.

VUILLE, M., KASER, G. u. I. JUEN (2008B): **Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation**. – In: Global and Planetary Change, Vol. 62 (1-2), S. 14-28, Elsevier, Amsterdam, Niederlande.

VUILLE, M. u. F. KEIMIG (2004): **Internannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data**. – In: Journal of Climate, Vol. 17 (17), S. 3334-3348, American Meteorological Society, Boston, USA.

WGMS (WORLD GLACIER MONITORING SERVICE, 2008): **Fluctuations of glaciers 2000-2005** – UNEP/UNESCO/WGMS, 266 S., Zürich, Schweiz.

ZAPATA LUYO, M. (2006): **Cambio climático y retroceso de los glaciares en la zona andina**. – Präsentation in Quito, Ecuador, Ministerio de Agricultura (MINAG) u. Instituto Nacional de los Recursos Naturales (INRENA), 30 S., Lima, Peru.

*URL:* [http://revistavirtual.redesma.org/vol5/pdf/informacion/consecuencias\\_del\\_retroceso\\_en\\_el\\_peru.pdf](http://revistavirtual.redesma.org/vol5/pdf/informacion/consecuencias_del_retroceso_en_el_peru.pdf)

*Zugriff:* 04.06.2009

## Erklärung

Ich versichere hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt haben. Alle Stellen, die ich dem Wortlaut oder dem Sinne nach anderen Werken und Autoren entnommen habe, habe ich durch Angabe der Quellen als Entlehnungen kenntlich gemacht.

---

Fabian Drenkhan

Stuttgart, den 19. Januar 2010

Tutorial

**Erstellung eines Digitalen Höhenmodells (DHM) aus Stereobildern (3N,  
B) des Sensors ASTER (L1A / L1B) mit PCI Geomatica 10.2**

*Erstellt für die Diplomarbeit*

**„Flächen- und Massenbilanzierung tropischer Gletscher in Peru von 1985-2009**

**anhand von ASTER- und Landsat-Daten. Eine Abschätzung des glazialen  
Wasserspeichers in Bezug auf die Wasserversorgung Limas“**

(Fabian Drenkhan, Institut für Geographie – Universität Stuttgart, 19.01.2010)

Das folgende Tutorial ist im Rahmen der o. g. Diplomarbeit entstanden. Trotz Vorhandenseins diverser Hilfestellungen im Internet für die genannte Thematik (s. z. B. [www.pcigeomatics.com](http://www.pcigeomatics.com)), bietet bisher keine dieser anwendungsorientierte Tips und Diskussionen zu Problemen, die sich bei der Bearbeitung ergeben können. Diese Lücke soll mit der vorliegenden „Schritt-für-Schritt-Anleitung“ für die eigene Erstellung eines Digitalen Höhenmodells (DHM) aus ASTER-Stereobildern geschlossen werden. Auf manche Details, die ebenfalls noch für eine Diskussion interessant und wichtig wären, musste wegen des limitierten Umfangs und Wissens im Rahmen dieser Arbeit verzichtet werden.

Bei den folgenden Beispielen sind radiometrisch und geometrisch vorprozessierte L1B-Daten (*registered radiance at sensor*) sowie ebenfalls die rohen L1A-Daten (*radiance at sensor*) von ASTER (Terra-Satellit) verwendet worden. Anhand von 40 GCPs (Ground Control Points = Passpunkte) aus topografischen Karten und 20 TPs (Tie Points = Bezugspunkte) ist für jede Szene aus dem doppelten, im Winkel um 27,6° unterschiedlich aufgenommenen, Kanal 3 ein absolutes DHM erstellt worden. Gearbeitet wurde mit dem Programm *OrthoEngine 10.2*, das in *Geomatica 10.2* (PCI Geomatics) enthalten ist.

In den Überschriften steht zunächst der auszuführende Hauptmenü-Punkt und dahinter in Klammern jeweils das für diesen Schritt zu benutzende Modul von *Geomatica*. Im Text sind in den Rahmen die auszuwählenden Menüpunkte hierarchisch aufgeführt. Die dicker linierten Rahmen stellen die essentiellen bzw. empfohlenen Schritte dar. Unter „Anmerkung“ können Probleme nachgelesen werden, die sich bei der eigenen Bearbeitung der Daten ergeben haben. Darunter ist das jeweilige Menü-Bild als Screenshot zu sehen. Eine Weiterbearbeitung und Editierung des erstellten DHMs kann mit *Geomatica*, aber auch beispielsweise *ESRI ArcGIS Desktop 9.2/9.3*, durchgeführt werden.

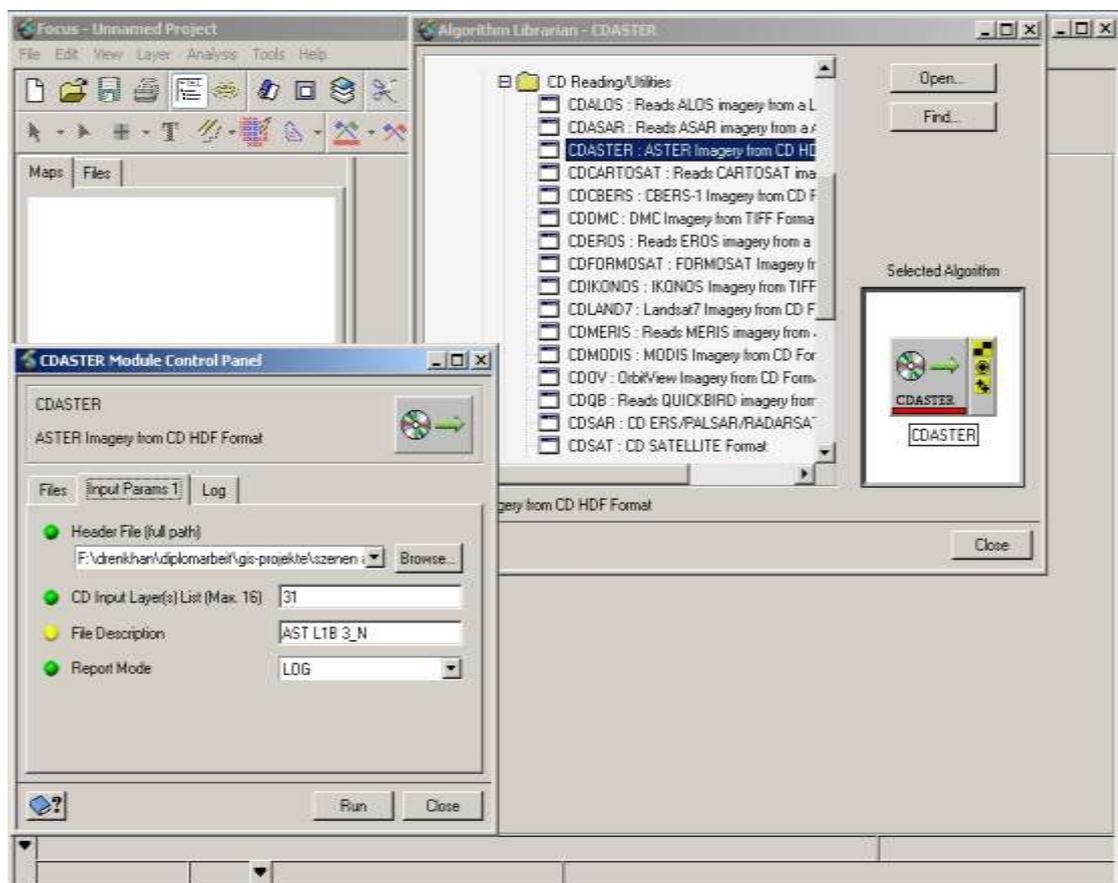
1. **CDASTER: Auslesen von HDF-EOS-Szenen (Focus)**

Tools → Algorithm Librarian → PCI Predefined → Data Interchange → CD  
Reading/Utilities → CDASTER

Für den Zweck der DHM-Erstellung können hier die GCPs der Original-ASTER-Daten (Format: HDF-EOS) ausgelesen und als interne \*.pix-Datei gespeichert. Bei der vorliegenden Arbeit wurden aber eigens ermittelte GCPs verwendet.

*Files → OutputGCP: Output GCP Layer → Speicherort über “browse” angeben  
Input Params 1 → Header File (Original ASTER-Datei) und  
CD Input Layer → 31 (=3N), danach 32 (=3B) (Speicherort jeweils definiere!)*

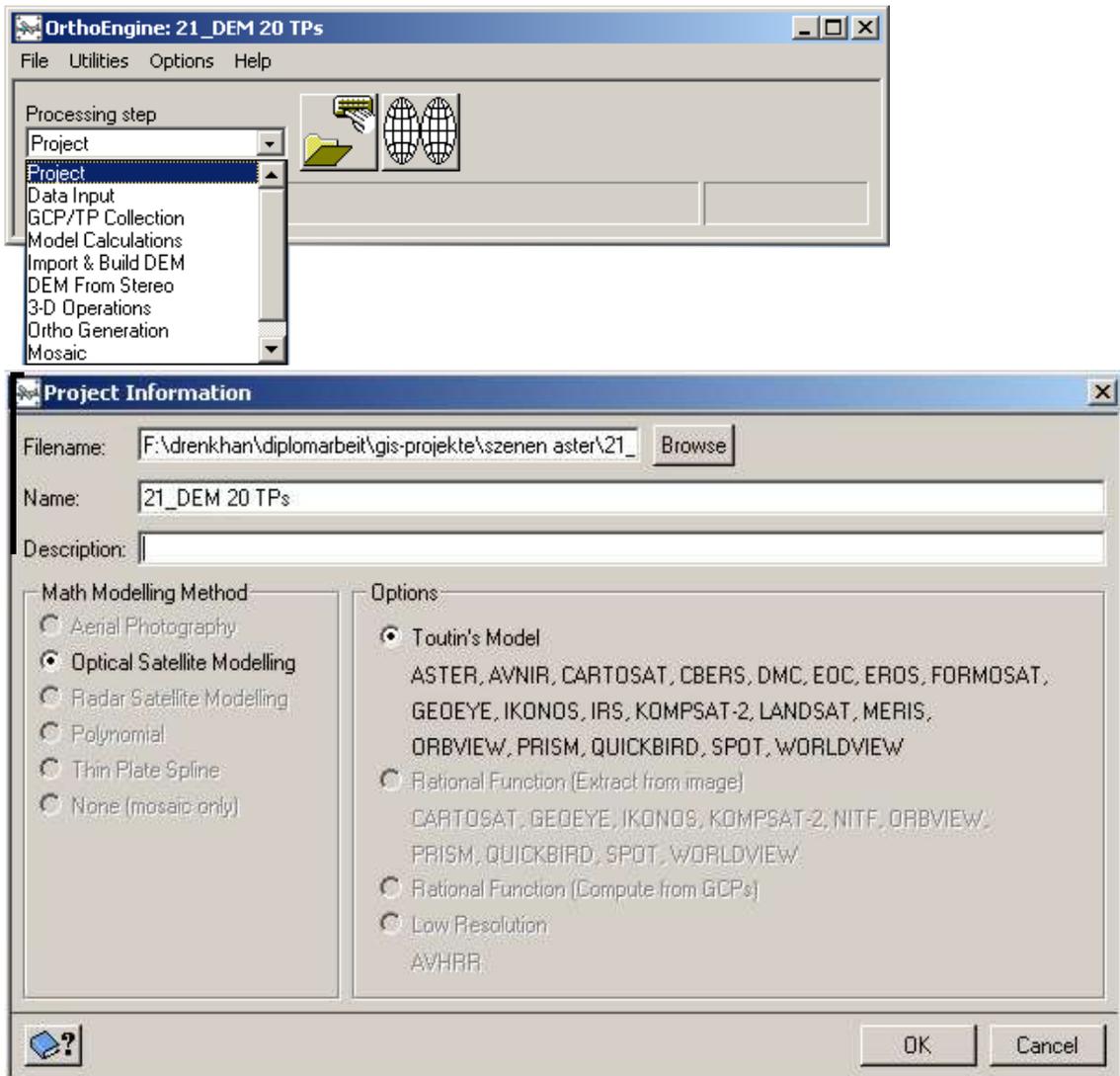
Um später weitere Verarbeitungen durchzuführen, können auch die Bänder wie die GCPs im Menü gespeichert werden. In diesem Fall ist dies unnötig, da *OrthoEngine* ebenfalls von der originalen ASTER-HDF-EOS liest.



## 2. Project: Anlegen eines Projektes (*OrthoEngine*)

*Set general project information → Optical Satellite Modelling → Toutin's Model (ASTER)*

Zunächst muss ein neues Projekt angelegt werden. Unter *Filename* wird die Projektdatei erstellt und zugewiesen, dazu können ein interner Name und die Projektbeschreibung angelegt werden.

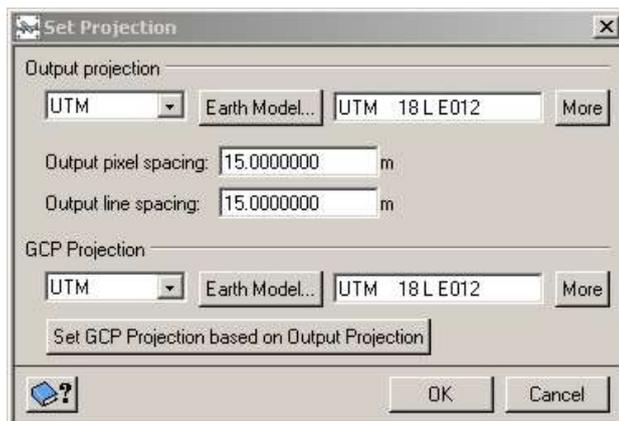


*Set Output and GCP projection → Output projection → UTM → Earth Model*

Nach dem Anlegen des Projekts ist die genaue Zuweisung zu einem Koordinatenbezugssystem wichtig. ASTER liegt zunächst in polaren Daten vor, soll aber in diesem Fall in das UTM WGS84-Koordinatensystem projiziert werden. Als Output für das DEM wurde UTM WGS 84, *Zone 18 S* (Westkordillere der Anden, Peru) ausgewählt.

*Set Output and GCP projection → GCP Projection → UTM → Earth Model*

Die GCP-Projektion kann von der des DHMs abweichen, wenn die Koordinaten aus anderer Quelle stammen und beispielsweise polar gegenüber einem DHM in UTM vorliegen. Diese Abweichung muss an dieser Stelle definiert werden. Wenn die GCPs die gleiche Projektion wie die Stereobänder aufweisen kann einfach *Set GCP Projection based on Output Projection* aktiviert werden.

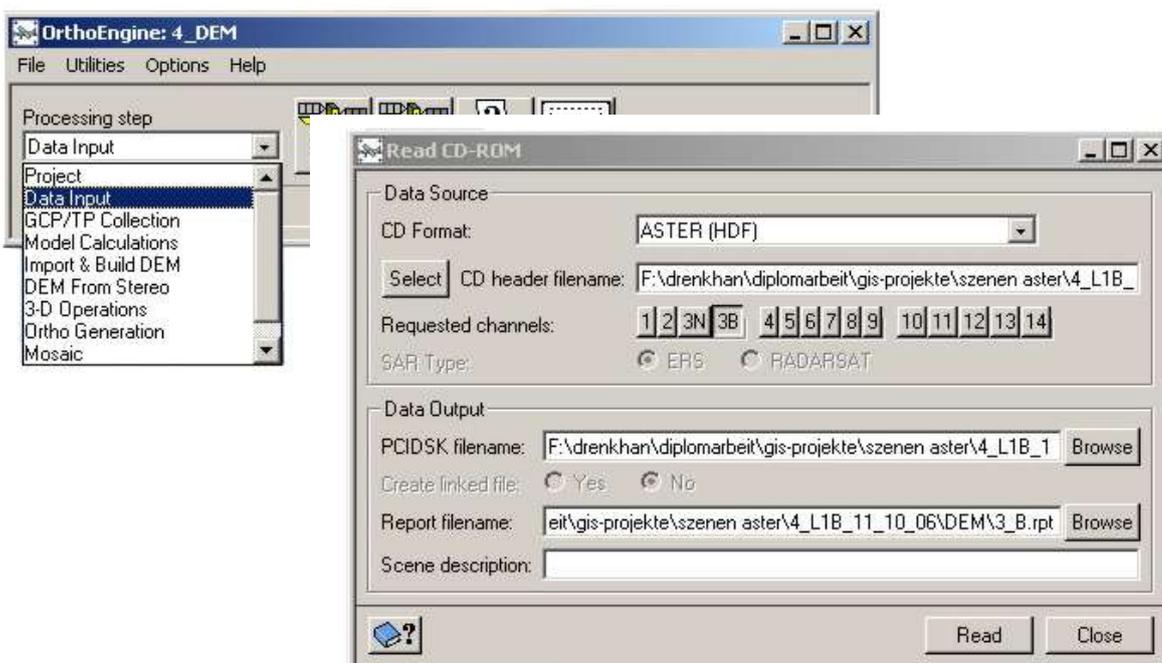


### 3. **Data Input: Daten-Eingabe und Projektion (*OrthoEngine*)**

#### *Read CD-ROM data*

Als CD-Format muss ASTER (HDF) ausgewählt werden. Die originale HDF-EOS-Datei kann dann unter *Select* ausgewählt werden. Zunächst wird die Erstellung des ersten Stereokanals (3N) definiert. Dazu wird der *3N-Button* angeklickt, und der *Data Output* definiert und über *Read* ausgelesen.

ANMERKUNG: *OrthoEngine* überschreibt schon vorhandene Dateien ohne Warnungs-Meldung (auf gut definierte Dateinamen achten, damit später keine Verwechslungen auftreten). Der 3-N-Button muss wieder deaktiviert werden und dann wird die Prozedur für *3B* gesondert wiederholt.

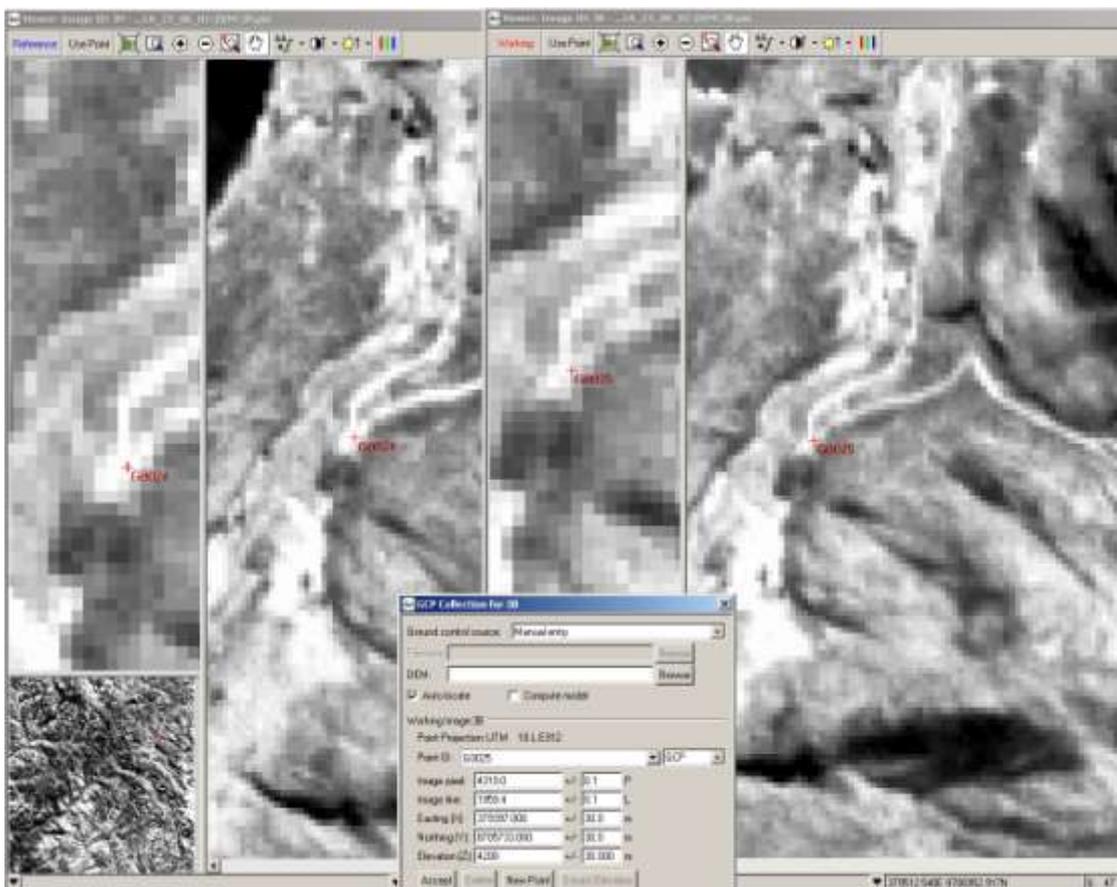


#### 4. **GCP/TP Collection: Pass- und Bezugspunkte sammeln und setzen (*OrthoEngine*)**

*Collect GCPs Manually → Open Image (Auswahl Bild, Kreuz an gewünschter Position setzen) → Working Image (Eingabe der Koordinaten)  
[ggf. wiederholen für 2. Bild]*

Bei der Angabe von geeigneten Passpunkten (GCPs) und Bezugspunkten (Tie Points) kann sehr unterschiedlich vorgegangen werden – von der manuellen bis zur vollautomatischen Suche der Punkte. Je nach Datengenauigkeit und Konvertierungsproblemen kann eine manuelle Suche sogar empfehlenswerter sein. Ein Test mit den in der HDF-EOS-Datei beigefügten GCPs und einer zusätzlichen Höhenextraktion aus dem im Internet frei verfügbaren ASTER-DHM (GDEM, 30 x 30 m) führte zu keinem brauchbaren Ergebnis. Deshalb wurden in dieser Arbeit mehrere Blätter der topographischen „Nationalkarte Peru“ (1:100.000, IGN) verwendet.

ANMERKUNG: Rechts neben der Koordinateneingabe kann die jeweils geschätzte Abweichung der x-,y-,z-Koordinaten eingegeben werden, die die Lage-Genauigkeit der Punkte zueinander verbessern kann. Es sollte darauf geachtet werden, diese Angaben konsequent zu machen, da sonst einige der Punkte die grobe Standardeinstellung „1000m-Genauigkeit“ haben.



Ein einziger falsch eingegebener Hoch- oder Rechtswert kann die gesamte Kalkulierung des DHMs stark verfälschen!

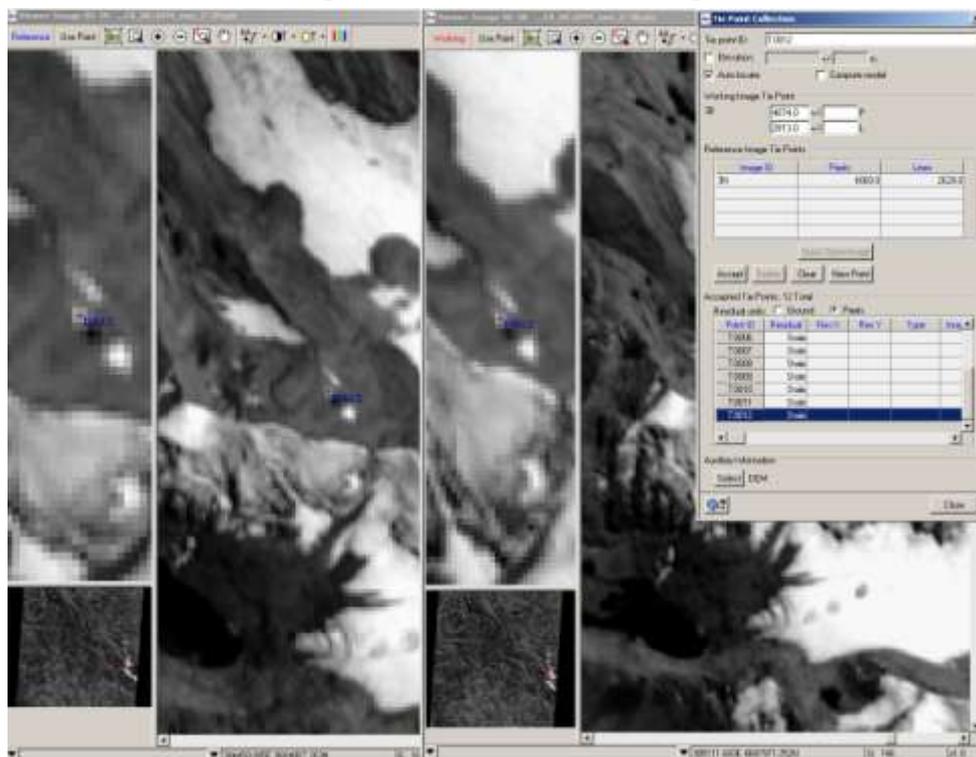
*Collect GCPs Manually* → *Open Image (Auswahl Bild)* → *Ground control source*  
 → *PIX/Text file* → *Select (Input)* → *Apply Format (auswählen)* → *OK*  
*DEM Browse (DHM auswählen)* → *Extract Elevation (für jeden GCP)* → *Save*

Wenn bereits tabellarisch GCPs vorliegen bzw. unter 1. exportiert wurden, so können diese nun in das Projekt importiert werden. Wenn das Format IPLXYE angewandt wird, übernimmt *OrthoEngine* ebenfalls die Höhe (E). Ggf. müssen Höheninformationen extrahiert werden. Dazu kann ein DHM, wie beispielsweise das kostenlose 30m-ASTER-GDEM, hineingeladen werden.

ANMERKUNG: Bei der vorliegenden Arbeit ist es leider nicht gelungen, mit dieser schnelleren und prinzipiell wünschenswerten automatisierten Methode ein realistisches Höhenmodell zu erzeugen. Ein Problem ergab sich aus der direkten Übertragung (Import) der internen Bildpositionen der GCPs (*Image pixel* und *Image line*) in das neue, jedoch im Orbit verschobene Bild und damit folglich die falsche Lage der Punkte.

*Collect tie points* → *Open Image (Auswahl beider Bilder, Kreuz an gewünschter Position setzen)* → *Use Point (bei beiden Bildern)* → *Reference Image Tie Points*  
 → *Accept (um neuen Tie Point in Liste zu laden)*

Die Tie-Points werden nun gesetzt, wobei darauf geachtet werden sollte, diese gut auf der Szene verteilt zu platzieren und nicht zu wenige zu setzen (mind. 20).



*Options* → *Import* → *Tie Points Select (Input)* → *Apply Format (auswählen)* → *OK*

Liegen bereits Bezugspunkte aus anderen Projekten in tabellarischer Form vor, so können diese importiert und ebenfalls in diesem Projekt genutzt werden.

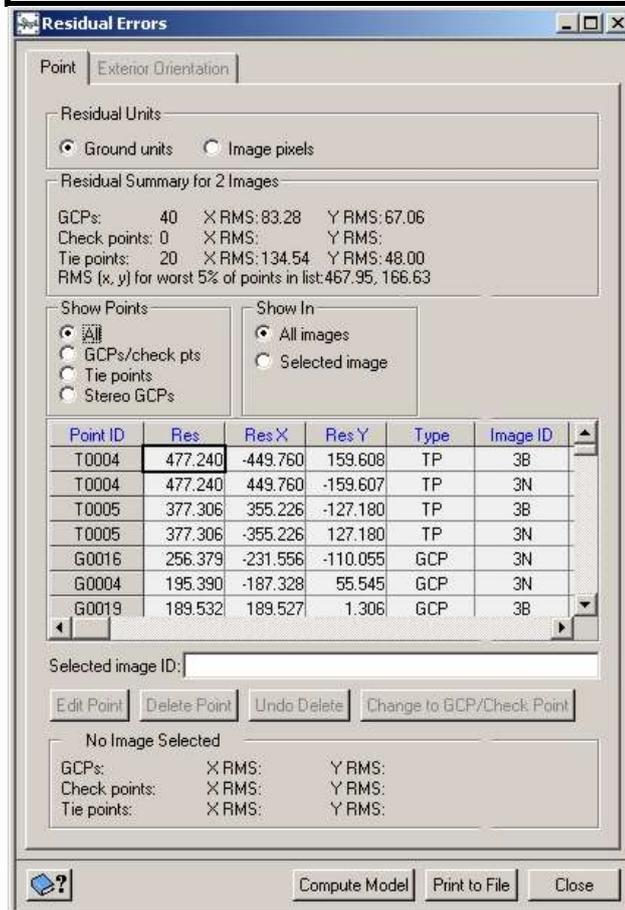
**ANMERKUNG:** Um keine falschen Bildpositionen (wie zuvor erwähnt) zu implementieren, wurden in der Arbeit auch die TPs jedes Mal neu gesetzt.

*Automatically collect tie points → Collect Tie Points*

Zusätzlich können noch automatische Tie-Points von *OrthoEngine* gesucht werden lassen. Dabei sollte *Entire Image* verwendet werden und beispielsweise *40 Tie Points* bei einem *Search radius* von z. B. *20 Pixeln* gesucht werden. Nach eingehender Prüfung ihrer Genauigkeit können diese verwendet werden.

**ANMERKUNG:** Die automatisch ermittelten Punkte lagen nicht 100% pixelgenau übereinander und sind deshalb nicht verwendet worden. Die Aussage zur Genauigkeit ist dennoch schwierig, da der 3B-Kanal gegenüber 3N ein gestauchtes Bild mit tlw. weniger Pixeln pro Objekt darstellt.

### *Residual Report*



Nach der im nächsten Kapitel aufgeführten Berechnung des Modells können verbleibende Fehler bzw. Ungenauigkeiten (*RMS-Error*) der GCPs und TPs vom Programm für jeden der eingegeben Punkte berechnet werden.

**Ground units:** Einheit je nach Einstellung der Projektion am Anfang (UTM = m)

**Image pixels:** Einheiten in Pixel (m = Wert \* 15 m)

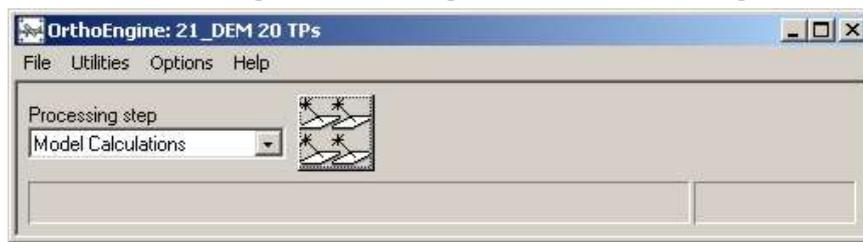
**ANMERKUNG:** Die *Residual Report* des DHMs sollte auf Unstimmigkeiten der kalkulierten Werte überprüft werden. Ein starker Sprung des ungenauesten zum

nächst ungenaueren Wert (usw.) sollte eine Überprüfung der x-,y-,z-Koordinaten veranlassen. So können falsche (manuell gesetzte) Koordinaten schnell gefunden werden.

5. **Model Calculations: Aufstellen des Modells (*OrthoEngine*)**

*Compute model*

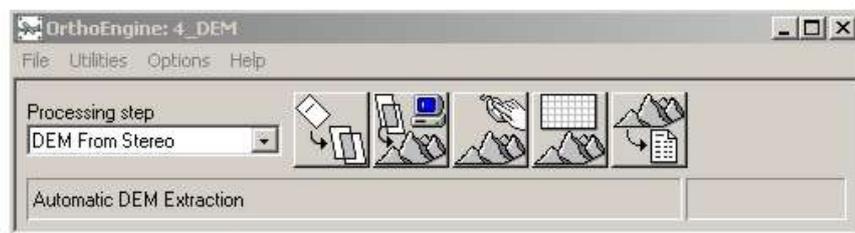
Nach erfolgreicher Bestimmung der GCPs und TPs wird nun das Modell für die spätere DHM-Erstellung berechnet (Kombinierung der GCP- und TP-Koordinaten beider Bilder mit rigoroser Sensorgeometrie für beste Lage der Punkte).

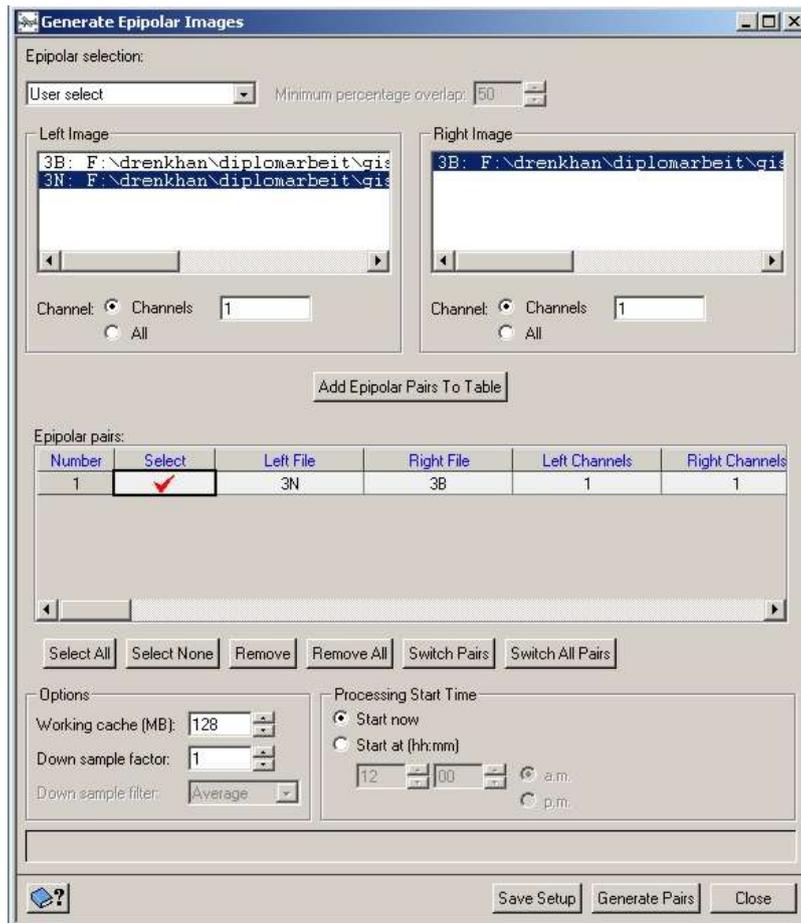


6. **DEM from Stereo: Erstellung des epipolaren Stereopaars und DEM-Berechnung (*OrthoEngine*)**

*Create Epipolar Image*

Das Bildpaar wird nun anhand der erstellten Informationen in eine gemeinsame Orientierung entlang einer Achse überführt (Reprojizierung). Dieser Vorgang beschleunigt die spätere DHM-Erstellung. Unter *Left Image* wird das eine Bild (3N) markiert, als rechtes 3B. Mit *Add Epipolar Pairs To Table* werden beide Bilder hereingeladen, dann *Generate Pairs* gestartet.





### *Extract DEM automatically*

Im Folgenden wird nun das DHM berechnet.

Das zuvor erstellte Stereopaar wird oben in der Tabelle ausgewählt und dann die Optionen im Kasten unten links bestimmt.

**Minimum/Maximum Elevation:** Die Angabe bekannter Minimal- und Maximalwerte erhöht die Geschwindigkeit der Erstellung und kann Unter- und Überhöhungen des DHMs korrigieren.

**Failure Value:** Pixel-Wert-Zuweisung für Bereiche, die nicht erstellt werden konnten (wichtig für spätere Editierung und Interpolation der fehlenden Werte)

**Background Value:** Pixel-Wert-Zuweisung für „Keine Daten“ (außerhalb Überschneidungsbereich des Stereopaars)

**DEM-Detail:** 3 Stufen, die höchste ist sinnvoll für spätere exakte Berechnungen

**Output DEM Channel type:** 32bit real für hohes Wiedergabespektrum der Werte

**Pixel Sampling Interval:** „1“ ist in voller Auflösung (15 x 15m)

**ANMERKUNG:** ein höherer Intervall-Wert ist sinnvoll, wenn zunächst ein schnellerer optischer Test der Erstellung durchgeführt werden soll.

**Zusätzliche Optionen:**

**Use Clip Region:** ist nur sinnvoll bei zuvor unter *Data Input* → *Define clip region* zugeschnittenen Bereichen des Gesamtbildes aus 3N,B.

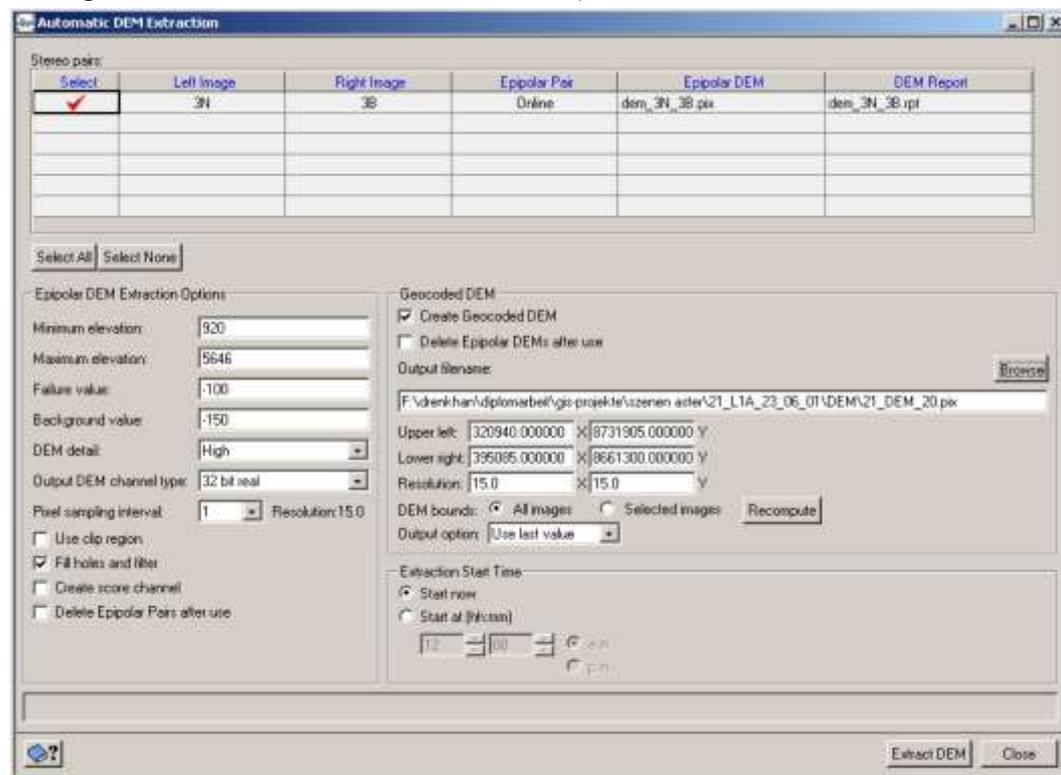
**Fill Holes and Filter:** ist je nach Wunsch der „Rohheit“ des DHMs ein empfehlenswerter Algorithmus, der Fehler korrigieren kann.

**Create Score Channel:** zusätzlicher Bild-Kanal, der den Korrelationswert für jedes Pixel ausgibt

**Create Geocoded DEM:** Erstellt das gewünschte DEM georeferenziert im unter 2. definierten Projektions-System.

ANMERKUNG: für spätere Verrechnungen, unbedingt zu lassen, wenn DEM später noch korrigiert werden soll (s. 7).

Schließlich wird die lange Prozedur der DHM-Erstellung (gut für eine Pause!) unter *Extract DEM* gestartet. Wenn das DHM aufgrund inadäquat vorhandener Punkte oder Fehler beim Modell nicht berechnet werden kann, kommt relativ schnell eine Fehlermeldung – sonst läuft die Generierung, manchmal über Stunden (bei der vorliegenden Arbeit zwischen 45 – 120 min.).



#### ABSCHLIEßENDE ANMERKUNG:

Wenn alle Projekte abgeschlossen sind, sollten die Daten (GCPs, TPs, DHM, Residual-Report) aus den internen \*.pix-Dateien exportiert werden, um für andere Programme voll lesbar zu sein.

Die GCPs und TPs können unter *Options* → *Export* → *GCPs / Tie Points* als Text-Datei exportiert werden (sinnvolles Format: IPLXYE).

Das DHM kann in FOCUS exportiert werden (s. Kap. 7).

Der Residual Report kann im Menü unter *GCP/TP Collection* → *Residual Report* → *Print to File* als Text-Datei exportiert werden.

7. Überprüfung des DHMs, ggf. Editierung, und Konvertierung (**Focus, OrthoEngine, ArcGIS etc.**)

*FOCUS: Open → DHM (\*.pix) → Rechtsklick Layer → Save as.. → \*.tif*

Export der internen \*.pix-Datei in z. B. das universelle und georeferenzierte GeoTIFF.

*OrthoEngine: Import & Build DEM → Manually edit generated DEM*

Diverse Editierungsmöglichkeiten, die bei der vorliegenden Arbeit jedoch nicht verwendet worden sind.

8. **RGB-DHM: Visualisierung des DHMs durch RGB-Layer-Verknüpfung (ArcScene)**

*Layer Properties RGB-Layer → Symbology → (aktivieren) Display Background Value und Stretch → Type → Standard Deviations (n: 2)*

Diese Einstellung für das über das DHM zu legende RGB-Bild (ASTER 3-2-1) wählen. Sobald beide Schritte ausgeführt sind, verschwindet der störende schwarze Umriss des Bildes und die Farben sind etwas differenzierter dargestellt.

ANMERKUNG: ASTER kann den Blau-Kanal nicht naturgetreu wiedergeben (daher die tlw. roten Schlieren im Bild)!

*Layer Properties RGB-Layer → Base Heights → (aktivieren) Obtain Heights for Layer from Surface → Auswahl erstelltes DEM → Raster Resolution: optimal 15m, aber sehr rechenaufwändig!*

Nun erfolgt die Verknüpfung des DHMs mit seinem RGB-Layer.

ANMERKUNG: In der eigenen Arbeit konnte keine originale Pixel-Darstellung (15 x 15 m) erreicht werden, da der Prozess sehr rechenaufwändig ist und *ArcScene* nach einer Zeit abstürzt. Mit 30 x 30 m hat es funktioniert.