

Untersuchung und Visualisierung von Gletschervolumenänderungen im Tarim-Einzugsgebiet, Zentralasien, unter Verwendung multi-temporalen digitaler Geländemodelle

Fakultät Umweltwissenschaften der
Technischen Universität Dresden
Studienrichtung Kartographie
zur Erlangung des akademischen Grades eines
Dr. Ing.

eingereichte Dissertation

von
Herrn Dipl.-Ing. Tino Pieczonka
aus
Eisenach

Datum der Einreichung: 2017/04/07

Datum der Verteidigung: 2017/11/13

Referent: Prof. Dr. habil. Manfred F. Buchroithner, Technische Universität Dresden

Koreferent: Dr. habil. Tobias Bolch, Universität Zürich, Technische Universität Dresden

Koreferent: Prof. Dr. habil. Volker Hochschild, Universität Tübingen

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten, ergänzten und von den Gutachtern genehmigten Version der Originaldissertation „Untersuchung und Visualisierung von Gletschervolumenänderungen im Tarim-Einzugsgebiet, Zentralasien, unter Verwendung multi-temporal digitaler Geländemodelle“.

Tino Pieczonka

Dresden, am 11. März 2018

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Kartographie der Technischen Universität Dresden im Rahmen des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten Projekts SuMaRio (Sustainable Management of River Oasis along the Tarim River/China). An dieser Stelle sei in erster Linie Dr. Tobias Bolch für dessen ausdauernde und engagierte Betreuung gedankt. In Phasen, in denen die Arbeit an Detailproblemen zu stagnieren drohte, gab er neue Impulse und half so, das große Ganze nicht aus den Augen zu verlieren. Unter seiner Führung durfte ich auch an zahlreichen Feldkampagnen im Zentralen Tien Shan teilnehmen und hatte somit Gelegenheit, das Untersuchungsgebiet nicht nur aus der Vogelperspektive, sondern auch vor Ort in Augenschein zu nehmen. Dafür bin ich ihm im Nachhinein sehr dankbar. Dr. Bolch gab mir darüber hinaus die Möglichkeit meine Ergebnisse auf zahlreichen nationalen und internationalen Konferenzen dem Fachpublikum vorzustellen, wodurch ich viel Erfahrung sammeln konnte. Danken möchte ich auch Prof. Manfred Buchroithner für seine stete Unterstützung und die Möglichkeit der Fertigstellung der Arbeit am Institut für Kartographie sowie Prof. Volker Hochschild für die Anfertigung der weiteren Gutachten. Die im Rahmen dieser Arbeit erschienenen Artikel wären ohne die gute Zusammenarbeit mit den kirgisischen und chinesischen Kollegen nicht zustande gekommen. Daher sei auch Dr. Azamat Osmonov und Dr. Bolot Moldobekov vom CAIAG (Central Asian Institute for Applied Geosciences) sowie Prof. Liu Shiyin vom CAREERI (Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute), an dessen Institut ich für 1,5 Monate arbeiten durfte, gedankt. Großer Dank gebührt auch meinen Bürokollegen Juliane Peters, Nicolai Holzer und Benjamin Schröter für konstruktive Diskussionen, spannende Feldkampagnen und für ihre Geduld in den letzten Jahren. Darüber hinaus danke ich auch allen anderen Mitarbeitern des Instituts für Kartographie für das kollegiale und konstruktive Miteinander in den vergangenen sieben Jahren. Ganz besonderer Dank gebührt schließlich Heide für ihren Rückhalt und die stete Aufmunterung. Gerade in Phasen, in denen die Arbeit nicht so vorankam wie gewünscht, waren ihre Unterstützung und Motivation von unschätzbarem Wert.

Kurzfassung

Das aride Tarim-Becken im Nordwesten Chinas unterliegt Umweltveränderungen, die durch rapide Ausbreitung bewässerter Landwirtschaft sowie Klimawandel angetrieben sind. Während im Oberlauf in den letzten 50 Jahren ein Abflussanstieg beobachtet wurde, haben landwirtschaftliche Aktivitäten im Mittel- und Unterlauf zur Wasserknappheit und der drastischen Verkürzung des endorheischen Flusses geführt. Der Abfluss des Tarim, dessen Hauptzufluss der in Kirgistan entspringende Aksu-Fluss darstellt, wird zu einem großen Teil aus Schnee- und Gletscherschmelze in den oberen Gebirgseinzugsgebieten des Tien Shan gespeist. Da die Unterlieger von dem Wasser des Tarim zur Bewässerung in der Landwirtschaft abhängig sind, sind das Wissen über den Beitrag der Gletscherschmelze zum Abfluss sowie das Wissen über mögliche zukünftige Änderungen der Gletschermasse von großer Relevanz.

Zahlreiche Studien beschränken sich oftmals nur auf die Betrachtung der Gletscherfläche, deren Änderung jedoch keine direkten Rückschlüsse auf etwaige Massenänderungen zulässt und zudem nur ein indirektes Signal für Klimaänderungen darstellt. Weiterführende Studien, welche zusätzlich Gletschermassenänderungen im Aksu-Einzugsgebiet untersuchen, haben häufig nur lokalen Charakter. Regionale Studien zu Massenänderungen, welche ganze Einzugsgebiete und Gebirgsketten umfassen, finden sich mehrheitlich für die letzte Dekade durch die Verfügbarkeit laseraltimetrischer Höhendaten und gravimetrischer Messungen, wobei letztere durch hohe Unsicherheiten gekennzeichnet sind. Um jedoch Aussagen hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung der Gletscher treffen zu können, widmet sich die Arbeit insbesondere der Untersuchung von Gletschermassenveränderungen seit den 1970er Jahren unter Verwendung deklassifizierter amerikanischer Satellitenbilddaten, SRTM-Daten sowie SPOT-5-Stereodaten.

Zur Ableitung geodätischer Gletschermassenbilanzen wurden Daten der *Mapping Camera (MC)* des Hexagon-Satelliten aus den Jahren 1973–1976 stereoskopisch ausgewertet und mit Daten der SRTM-Mission aus dem Jahr 2000 und SPOT-5-Stereodaten aus dem Jahr 2009 verglichen. Die Ableitung geodätischer Massenbilanzen aus multi-temporalen Geländemodellen erforderte deren Co-Registrierung auf das als SRTM gewählte Master-Modell. In einem zweistufigen Verfahren wurden Verkippungen über eine globale Trendfläche und horizontale Lagefehler über eine analytische Beziehung zwischen Oberflächenneigung, Orientierung und der entsprechenden Höhendifferenz unter Einbeziehung nicht-glazialer Pixel minimiert. Die Eindringtiefe des SRTM-C-Bands wurde mittels ICESat-Daten mit 2,2 m abgeschätzt und bei der Differenzbildung berücksichtigt. Zur Bereinigung der Differenzbilder zwischen den Gelän-

demodellen wurde ein höhenbasierter Ansatz entwickelt, welcher eine abnehmende Varianz der Höhendifferenzwerte vom Ablations- zum Akkumulationsgebiet annimmt. Dieser Ansatz stellt eine deutlich realistischere Annahme im Vergleich zur oftmals verwendeten Nullannahme dar, welche von keinen Veränderungen in den Akkumulationsgebieten ausgeht. Die Gletscher im Aksu-Einzugsgebiet zeigten im Ergebnis einen Massenverlust von $0,35 \pm 0,34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ im Zeitraum 1975–1999, was dem globalen Durchschnitt für diese Periode entspricht. In den Jahren 1999 bis 2009 wurde indes eine Abnahme des Massenverlusts ($0,23 \pm 0,19 \text{ m w.e. a}^{-1}$) festgestellt, was möglicherweise auf eine Zunahme des Niederschlags in der letzten Dekade zurückzuführen ist. Zudem zeigt sich, dass schuttbedeckte Gletscher, deren Schuttauflage ab einer Dicke von etwa 2 cm einen hemmenden Einfluss auf die Abschmelzrate hat, signifikant an Masse verloren haben bei gleichzeitig nur relativ geringer Flächenabnahme. Insgesamt wies die räumliche Verteilung der Massenänderungen eine starke Heterogenität auf, mit zunehmender Tendenz von Osten nach Westen und von den Innen- zu den Außenbereichen des Zentralen Tien Shan. Zusätzlich konnten zahlreiche, zuvor in der Literatur nicht benannte, *surgende* Gletscher identifiziert werden. Der durch Eismassenverlust induzierte Anteil am Gesamtabfluss des Aksu wurde im Ergebnis mit circa 20 % ermittelt.

Neben der Oberflächenneigung sind, in einfachen Modellen zur Eisdickenabschätzung, die basale Scherspannung und der Anteil basalen Gleitens an der Oberflächengeschwindigkeit Haupteinflussfaktoren. Anhand gemessener Eisdicken, fernerkundlich abgeleiteter Gletscherfließgeschwindigkeiten und der Oberflächenneigung, als Näherung der Neigung des Gletscherbetts, konnte ein empirischer Zusammenhang zur Abschätzung des Anteils basalen Gleitens abgeleitet werden. Die Eisdickenabschätzung für die vier größten Gletscher des Zentralen Tien Shan erfolgte im weiteren Verlauf durch Anwendung von Glen's Fließgesetz, unter Annahme laminaren Fließens. Die Ergebnisse weisen für die betrachteten Gletscher mittlere Dicken von 70 m bis 140 m für deren schuttbedeckte Gletscherzungen auf. Diese Werte liegen teilweise deutlich unter denen bisheriger Studien, welche von einer globalen Scherspannung für den gesamten Gletscher oder einem konstanten Anteil basalen Gleitens ausgehen. Im Vergleich zu vorhandenen Eisdickenmessungen konnte durch die lokale Abschätzung der basalen Geschwindigkeit die mittlere Abweichung von zuvor mehr als 200 m auf etwa 50 m reduziert werden. Durch Einbeziehung der in der Arbeit ermittelten geodätischen Gletschermassenbilanzen wurde der relative Volumenverlust seit den 1970er Jahren mit 6 % bis 28 % quantifiziert, welcher deutlich unter dem schuttfreier Gletscher innerhalb Hochasiens liegt.

Abstract

The arid Tarim basin, located in northwestern China, is strongly influenced by the changing environment triggered by growing irrigating agriculture and climate change. These changes have caused water scarcity in the lower and middle reaches of the Tarim and a shortening of the endorheic river, while an increased runoff has been observed at the head water of the Tarim. The Tarim River with its main source river Aksu, that originates in the kyrgyz part of the Central Tien Shan, is significantly fed from meltwater released by the glaciers in the Central Tien Shan. Downstream riparians are highly dependent on its water for irrigated agriculture. Thus, scenarios on future glacier changes and their consequences on the river runoff are highly relevant.

Existing studies are often focusing on changes of glacier area which do not allow any direct conclusions regarding mass changes. Moreover, glacier area changes are only an indirect signal of climate change. Studies dealing with glacier mass changes in the Aksu catchment are mainly local considering single or small samples of glaciers. Region-wide glacier mass change investigations, comprising entire catchments and mountain ranges, are limited to the recent decades. They are evolving with the availability of satellite laser altimetry and satellite gravimetry, the latter accompanied by high uncertainties. In order to make statements regarding the temporal evolution of glaciers, long-term measurements of glacier mass budgets are needed. Therefore, the present thesis addresses in particular the determination of region-wide glacier mass changes since 1975 using declassified satellite imagery, SRTM data and SPOT-5 stereo imagery.

Geodetic glacier mass balances were determined by DTM differencing using stereoscopic Hexagon MC (Mapping Camera) imagery acquired between 1973 and 1976, 2000 SRTM data and 2009 SPOT-5 satellite imagery. Geodetic mass balance estimation using multi-temporal digital terrain models required model co-registration to the SRTM master DTM. A two stage procedure was used for co-registration: first, to account for any tilt, the global trend over non-glaciated terrain was calculated; then horizontal offsets were minimized based on an analytical relationship between slope angle, aspect and elevation differences. The mean penetration depth of the SRTM-C-Band signal was determined at 2.2 m using ICESat data and accounted for during DTM differencing. For outlier filtering an elevation dependent approach was developed, assuming decreasing variance of elevation difference over glaciated terrain towards the accumulation regions. This approach is more realistic than the previ-

ously used zero-assumption, that assumes stable conditions in the accumulation regions. The resulting total glacier mass loss of $0.35 \pm 0.34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ between 1975–1999 was within the global average. However, in the recent years (1999–2009) a slightly decelerated mass loss of $0.23 \pm 0.19 \text{ m w.e. a}^{-1}$ was observed. The decelerated mass loss might be explained by an increase of precipitation in the recent decades. Additionally, significant mass loss could also be observed for debris-covered glaciers, where melting is retarded when debris thickness exceeds a threshold of approximately 2 cm, whilst the glacier area shrinkage was comparatively low. Overall, glacier mass loss was heterogeneous with an increasing mass loss from east to west and from the inner to the outer ranges of the Central Tien Shan. Additionally, several surge-type glaciers could be identified which have not been reported in the literature so far. The contribution to the runoff of Aksu River due to glacier imbalance has been determined at approximately 20 %

Besides the surface slope the basal shear stress and the contribution of the basal velocity to the glacier surface velocity are the main influencing factors for ice thickness estimations. Using radar thickness measurements, glacier surface velocities and the glacier surface slope, the latter as an approximation for the slope on the glacier bed, an empirical relation could be found to estimate the contribution of the basal velocity to the glacier surface velocity. For the four largest glaciers in the Central Tien Shan ice thickness was successively estimated relying on Glen's flow law based on the Shallow-Ice Approximation by applying the equation of laminar flow. The results indicated a mean ice thickness for the debris-covered glacier tongues of about 70 m to 140 m. This is significantly lower than previous studies suggested which assumed a constant basal shear stress for an entire glacier system or a constant contribution of the basal velocity. The estimated ice thickness values coincide roughly with Ground Penetrating Radar (GPR) thickness measurements. As a consequence of using a localized approximation of the basal velocity the mean deviation could be reduced from approximately 200 m to 50 m. Based on geodetic mass budgets it was estimated that the glaciers lost 6 % to 28 % of their volume since 1975. This is significantly lower than what has been estimated for non debris-covered glaciers in High Asia.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	5
2.1	Historische Spionagesatelliten	5
2.2	Fernerkundung	11
2.2.1	Stereophotogrammetrie	11
2.2.2	Bildverarbeitung	11
2.3	Gletscherinventare	14
2.3.1	Gletscherabgrenzung im Allgemeinen	15
2.3.2	Unsicherheiten bei der Gletscherkartierung	17
2.3.3	Vergleich unterschiedlicher Gletscherinventare	18
2.4	Gletschermassenbilanz und Gletschereismächtigkeit	22
2.4.1	Methoden zur Bestimmung der Gletschermassenbilanz	22
2.4.2	Methoden zur Abschätzung der Gletschereismächtigkeit	26
2.5	Genauigkeitsbetrachtung	31
3	Forschungsstand	33
3.1	Einsatz amerikanischer Spionagesatellitendaten in der Glaziologie	33
3.2	Gletscheränderungen im Tien Shan	38
4	Kartographische Visualisierung	43
5	Zusammenfassung der eigenen Arbeiten	53
5.1	P I - Pieczonka et al. (2013) - Remote Sensing of Environment	54
5.2	P II - Pieczonka und Bolch (2015) - Global and Planetary Change	56
5.3	P III - Pieczonka et al. (in review) - Journal of Glaciology	58
6	Diskussion	61
7	Fazit und Ausblick	71
8	Publikationen	75
8.1	P I - Pieczonka et al. (2013) - Remote Sensing of Environment	75

8.2	P II - Pieczonka und Bolch (2015) - Global and Planetary Change	88
8.3	P III - Pieczonka et al. (in review) - Journal of Glaciology	102
8.4	P IV-VIII - Co-Autorschaften	134
8.5	Vollständige Publikationsliste	139

Abbildungsverzeichnis

1.1	Studiengebiet	2
2.1	KH-Missionen und deren Dauer	9
2.2	Weltweite Abdeckung durch KH-9-Hexagon-MC-Daten	10
2.3	Bildgeometrie der KH-Kamerasysteme	10
2.4	Reseau-Kreuz-Interpolation	12
2.5	KH-9-Hexagon-Satellit	13
3.1	Anzahl glaziologischer Studien auf Basis von KH-Daten pro Jahr	34
3.2	Anzahl glaziologischer Studien auf Grundlage von KH-Daten je RGI-Region .	36
3.3	Kartenanamorphote der RGI-Regionen nach untersuchter Fläche	37
3.4	Visuelle Veränderungen am Beispiel des Petrov-Gletschers	38
3.5	Kumulative Massenbilanzen für Tien-Shan-Gletscher	40
3.6	Glaziologische Massenbilanzzeitreihen in der ehemaligen Sowjetunion und der Volksrepublik China	42
4.1	Aufbau der topographischen Grundkarte	44
4.2	Visualisierungsmöglichkeiten von Gletscherhöhenänderungen	47
4.3	Visualisierung von Gletschereismächtigkeiten mit unterschiedlichen Klassen- grenzen	48
4.4	Darstellung von Gletscherhöhenänderungen	50
4.5	Darstellung von Eismächtigkeiten	51
4.6	Leitfarben nach Tanner (Scholz et al., 1983)	52
6.1	Saisonale Anzahl an KH-9-MC-Aufnahmen im SuMaRiO-Gebiet	69

Tabellenverzeichnis

2.1	Kamerasysteme der Key-Hole-Missionen (KH)	7
2.2	Inventarunterschiede für schuttbedeckte Gletscher in der Inylchek-Tomur-Region	20
2.3	Inventarunterschiede für schuttfreie Talgletscher im Ak-Shirak-Massiv	20
2.4	Durchschnittlicher Flächenunterschied zwischen dem RGI 5.0 und dem Aksu-Tarim-Gletscherinventar Version 2 für nicht-surgende Gletscher	21
2.5	Vergleich glaziologischer und geodätischer Gletschermassenbilanzen und deren Unsicherheiten	26
2.6	Volume-Area-Scaling-Beziehungen unterschiedlicher Studien für Zentralasien .	28
6.1	Globaler Vergleich geodätischer Massenbilanzen.	64
6.2	Globaler Vergleich relativer Volumenverluste	68

Abkürzungsverzeichnis

AAR Accumulation Area Ratio.

ALOS Advanced Land Observing Satellite.

ASTER Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.

AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer.

BMBF Bundesministerium für Bildung und Forschung.

CGI Chinese Glacier Inventory.

CGIAR Consultative Group for International Agricultural Research.

DGM Digitales Geländemodell.

ETM Enhanced Thematic Mapper.

FMC Forward Motion Compensation.

FOV Field of View.

GAMDAM Glacier Area Mapping for Discharge from the Asian Mountains.

GDEM Global Digital Elevation Model.

GlaThiDa Glacier Thickness Database.

GLIMS Global Land Ice Measurements from Space.

GPR Ground Penetrating Radar.

GRACE Gravity Recovery And Climate Experiment.

ICESat Ice, Cloud and Land Elevation Satellite.

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change.

KFA Kosmischer Fotoapparat.

KH Key-Hole.

LPS Leica Photogrammetry Suite.

MC Mapping Camera.

MSS Landsat Multispectral Scanner System.

NDGI Normalized Difference Glacier Index.

NDSI Normalized Difference Snow Index.

NMAD Normalized Median Absolute Deviation.

OLI Landsat Operational Land Imager.

RGB RGB-Farbraum (Rot, Grün, Blau).

RGI Randolph Glacier Inventory.

RMSE Root Mean Square Error.

SAR Synthetic Aperture Radar.

SIA Shallow Ice Approximation.

SPOT Système Probatoire d'Observation de la Terre.

SRTM Shuttle Radar Topography Mission.

SuMaRiO Sustainable Management of River Oases along the Tarim River/China.

SWIR Shortwave Infrared.

TanDEM TerraSAR-X-Add-on for Digital Elevation Measurements.

TIN Triangular Irregular Network.

TM Landsat Thematic Mapper.

UTB Ultra Thin Based.

VNIR Visible and Near Infrared.

WGMS World Glacier Monitoring Service.

Kapitel 1

Einleitung

Der Tarim, in Nordwest-China gelegen, ist eines der längsten in sich geschlossenen innerkontinentalen Flusssysteme der Welt. Große Teile des Tarim-Gebiets mit einer Größe von 1 Mio. km² weisen einen Jahresniederschlag von circa 40 mm auf (Yaning et al., 2009). Die größten Niederschlagssummen werden im Zentralen Tien Shan in Höhen über 3 500 m mit einem Niederschlagsmaximum in den Sommermonaten Juni und Juli gemessen (Aizen et al., 1997). Die dortige Tien-Shan-Station in einer Höhe von 3 614 m weist dennoch nur einen mittleren Jahresniederschlag von 320 mm auf (Sorg et al., 2012). Gespeist werden der Tarim und seine Nebenflüsse durch Niederschläge in den hochalpinen Einzugsgebieten und durch Schmelzwasser der dortigen Gletscher und der saisonalen Schneedecke. Insgesamt wird der Tarim zu etwa 40 % glazial gespeist (Sorg et al., 2012). Einer der größten Nebenflüsse des Tarim ist der Aksu (Sary-Djaz in Kirgistan), welcher im Schnitt annähernd 75 % des Abflusses des Tarim beisteuert. Das Einzugsgebiet des Aksu erstreckt sich entlang der chinesisch-kirgisischen Grenze und reicht vom Ak-Shirak im Westen bis zum Tomur Peak (kirg. Dschengisch Tschokusu) (7 439 m) im Osten (Abbildung 1.1). Kurzfristig führen Erwärmung und Gletscherrückgang zu einem erhöhten Abfluss (Duethmann et al., 2016), langfristig ist jedoch mit einem kontinuierlichen Rückgang zu rechnen. Somit stellen das Wasserangebot und der damit einhergehende Abfluss Schlüsselindikatoren für die zukünftige Entwicklung des Ökosystems am Unterlauf des Tarim dar.

Unter Teilhabe sowohl nationaler als auch internationaler universitärer und außeruniversitärer Forschungseinrichtungen wurde das vom BMBF geförderte Verbundprojekt SuMaRiO (Sustainable Management of River Oases along the Tarim River/China) initiiert mit dem Ziel, das Oasen-Management entlang des Tarim unter den Aspekten klimatischer und sozialer Veränderungen und unter Einbeziehung lokaler Entscheidungsträger zu unterstützen. Der Fokus liegt hierbei insbesondere auf einer effizienteren Nutzung des Wassers im Hinblick auf eine nachhaltige Land- und Wasserwirtschaft. Da die Unterlieger vom Wasser des Tarim zur Bewässerung in der Landwirtschaft abhängig sind, ist die zeitliche Entwicklung der Gletschervolumen und des Abflusses von großer Relevanz. Untersuchungen der Gletscherfläche basierend auf multi-temporalen Landsat-TM/ETM+-Satellitendaten zeigen eine Flächenabnahme

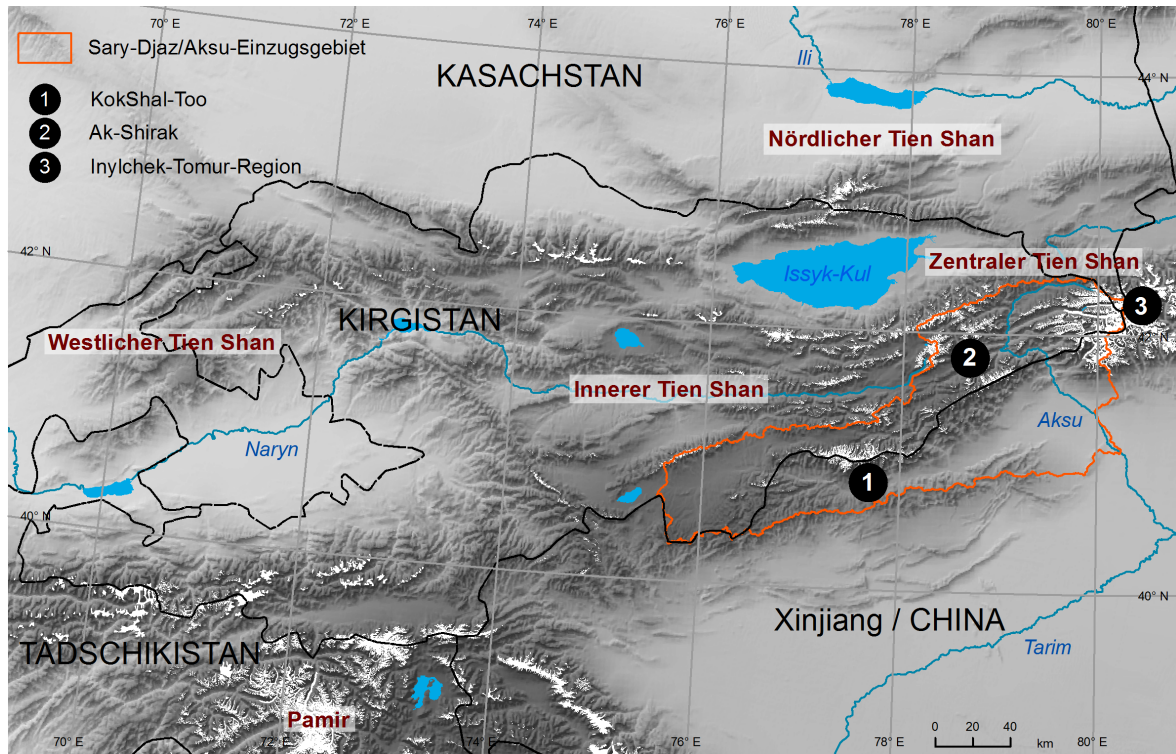


Abbildung 1.1: Studiengebiet

zwischen 1990–2010 von 3 % bis 5 % im Einzugsgebiet des Sary-Djaz/Aksu, dem Hauptzufluss des Tarim (Osmonov et al., 2013). Im Unterschied zu Flächenänderungen, welche meist eine verzögerte Reaktion auf Klimaänderungen darstellen, erlaubt die Untersuchung von Gletscherdickenänderungen direkte Rückschlüsse auf den tatsächlichen Massenverlust infolge des Klimawandels.

Um die zeitliche Dynamik der Veränderungen sowie den Beitrag der verschiedenen Komponenten der Kryosphäre zum Gesamtabfluss zu quantifizieren, ist es notwendig, nicht nur die letzte Dekade, sondern die vergangenen Jahrzehnte zu betrachten. Satellitenmissionen für wissenschaftliche Zwecke finden seit den 1970er Jahren statt (z. B. Landsat MSS, AVHRR). Erste Aufnahmen aus dem All wurden jedoch bereits in den 1960er Jahren für militärische Aufklärungszwecke aufgenommen (z. B. durch das amerikanische KeyHole-Programm). Mit der Freigabe der ersten KH-Daten (Corona) im Jahr 1995 wurde für die Wissenschaft ein wertvoller und zugleich einzigartiger Datensatz verfügbar. Somit ist es möglich, Veränderungen in der Kryosphäre über mehr als vier Dekaden zu analysieren. In der vorliegenden Arbeit werden schwerpunktmäßig KH-9-Hexagon-Daten aus den 1970er Jahren eingesetzt, welche sich durch eine stabile Bildgeometrie sowie eine große Bodenabdeckung auszeichnen. Zahlreiche Fernerkundungsstudien messen vor allem Gletscherflächenänderungen oder bestimmen den Volumenverlust ausschließlich über Skalierungsansätze. Multi-temporale Höheninformationen auf Grundlage geodätischer Messungen und topographischer Daten finden bereits bei Finsterwalder (1953) zur Untersuchung von Gletscherhöhenänderungen im Ostalpenraum Anwendung. Neuere Studien integrieren jedoch verstärkt multi-temporale digi-

tale Geländemodelle (DGM) unterschiedlichster Quellen, beispielsweise topographische Karten, Stereo-Satellitenbilddaten (z. B. ASTER) oder SRTM-Daten, um den Volumenverlust zu quantifizieren (Surazakov und Aizen, 2006; Schiefer et al., 2007). Einzelne Studien zeigten bereits die Eignung von Corona-Daten zur Untersuchung glazialer Oberflächenänderungen im Hinblick auf Höhengenaugigkeit und Oberflächenwiedergabe (Bolch et al., 2008a; Pieczonka, 2008; Pieczonka, 2009). Satellitenbasierte Verfahren stellen somit eine geeignete Möglichkeit dar, um Gletschermassenbilanzen über die geodätische Methode für eine große Vielzahl an Gletschern zu bestimmen (Bamber und Rivera, 2007; Berthier et al., 2007).

Die Massenveränderungen mittels multi-temporalen DGMs seit den 1970er Jahren zu quantifizieren, ist daher das Hauptziel der vorliegenden Arbeit. Darüber hinaus sollen die Eignung von Hexagon-Daten für glaziologische Fragestellungen untersucht sowie geeignete Methodiken für deren Prozessierung aufgezeigt werden. Digitale Geländemodelle sind Grundvoraussetzung zur Generierung von Orthobildern, zur Ableitung topographischer Oberflächencharakteristika und zur Quantifizierung von Oberflächenveränderungen. Zur DGM-Generierung sind sowohl optische, als auch Radardaten (SAR) geeignet. Die Topographie von Hochgebirgsräumen bringt bei der Auswertung optischer Satellitenbilddaten jedoch zahlreiche Probleme in Bereichen steiler Hanglagen und hinsichtlich etwaiger Schneebedeckung mit sich. In der Folge weisen Geländemodelle in glazial geprägten Hochgebirgsräumen Datenlücken und Höhenfehler auf (Kääb et al., 2002; Pieczonka et al., 2011), welche eine umfangreiche Nachbearbeitung erfordern (Schiefer et al., 2007). Besondere Bedeutung kommt dabei der Genauigkeitsanalyse der verwendeten Geländemodelle zu.

Um die tatsächlich verfügbare Wassermenge abzuschätzen, interessiert neben dem Massenverlust das absolute Eisvolumen. Charakteristisch für das Studiengebiet sind sowohl große schuttbedeckte Talgletscher als auch hochdynamische Gletscher mit *Surge*-Merkmale. Die Ermittlung von Gletschereisdicken basierend auf der *Shallow Ice Approximation (SIA)* ist ein häufig genutzter Ansatz, um das Eisvolumen abzuschätzen. Die mit dieser Methodik einhergehenden Ungenauigkeiten liegen meist bei etwa 30 %, allerdings zeigt die räumliche Verteilung der ermittelten Eismächtigkeiten bei komplexen Gletschersystemen mit ausgeprägten Gletscherzungen flacher Neigung deutliche Überschätzungen (Petraikov et al., 2016). Zudem beeinflusst Schuttbedeckung die basale Scherspannung. Unterschiedliche geologische Bedingungen, Gletschereinsinkraten, Gletschertopographien, thermale Bedingungen, Gletschergeschwindigkeiten, Erosionen am Gletscheruntergrund und Topographien der Gletscherumgebung sind von entscheidender Bedeutung hinsichtlich Schuttdicke, Eisdicke und Schuttverteilung auf der Gletscheroberfläche. In Gebieten dicker Schuttauflage sind erosive Prozesse am Gletscheruntergrund indes vernachlässigbar.

Im Rahmen der kumulativen Dissertation sollen am Beispiel des Zentralen Tien Shan Antworten auf die folgenden Fragestellungen gefunden werden:

1. *Wie lassen sich mittels deklassifizierter optischer Fernerkundungsdaten regionale geodätische Gletschermassenbilanzen für den Zeitraum ab den 1970er Jahren bestimmen?*

2. *Wie hoch ist der Massenverlust und hat der gegenwärtig zu beobachtende Gletschermassenverlust in der letzten Dekade an Intensität gewonnen oder lassen sich gegenteilige Muster beobachten?*

3. *Wie hoch sind die relativen Volumenänderungen seit den 1970er Jahren? Wie können diese durch eine Kombination einfacher Modelle zur Eisdickenabschätzung und ermittelter Gletschermassenbilanzen quantifiziert werden?*

Antworten auf die aufgestellten Forschungsfragen liefern die im Rahmen der Dissertation erstellten und nachfolgend genannten Publikationen:

P I - Pieczonka et al. (2013)

Pieczonka, T., T. Bolch, J. Wei und S. Liu (2013). *Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery*. Remote Sensing of Environment, 130, 233-244.

P II - Pieczonka und Bolch (2015)

Pieczonka, T. und T. Bolch (2015). *Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery*. Global and Planetary Change, 128, 1-13.

P III - Pieczonka et al. (in review)

Pieczonka, T., T. Bolch, M. Kröhnert, J. Peters und S. Liu. *Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan*. Journal of Glaciology (in review).

In den anschließenden Kapiteln werden über die Artikel hinausgehende Aspekte und deren Relevanz hinsichtlich glaziologischer Untersuchungen betrachtet. Diese umfassen weiterführende Informationen zum Hexagon-Satelliten und einen umfassenden Überblick über den Einsatz historischer deklassifizierter Satellitenbilddaten zur Untersuchung von Gletscherveränderungen. Dem schließt sich eine detaillierte Betrachtung verfügbarer Gletscherinventare und deren Auswirkungen auf die Untersuchung von Gletschermassenänderungen an. Dem in der Literatur oftmals durchgeführten Vergleich geodätischer und glaziologischer Massenbilanzen widmet sich Kapitel 2.3. Weiterführende Informationen zu Methoden der Eisdickenabschätzung runden das Kapitel ab. Betrachtungen zur kartographischen Darstellung von Gletscherdickenänderungen und Gletschereismächtigkeiten finden sich in Kapitel 4. Das darauf folgende Kapitel ordnet die in der Arbeit erzielten Ergebnisse in den globalen Kontext ein. Antworten auf die oben aufgestellten Forschungsfragen anhand der Erkenntnisse dieser Arbeit gibt Kapitel 7. Abschließend finden sich die drei der Arbeit zugrunde liegenden Publikationen denen jeweils eine kurze Zusammenfassung vorangestellt ist.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Historische Spionagesatelliten

Mit der Unterzeichnung der *Executive Order 12951* am 22. Februar 1995 wurden für die breite Öffentlichkeit Daten des amerikanischen Corona-Spionagesatelliten, eine von mehreren sogenannten Key-Hole-Aufklärungsmissionen (KH), verfügbar (Ruffner, 2005). Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit beruhen auf der Auswertung von Daten der Hexagon KH-9 Mission, welche im Jahr 2002 als Ergebnis der 1995er-Verfügung, deklassifiziert wurden. Das folgende Kapitel gibt einen Überblick über die unterschiedlichen Aufklärungsmissionen im Allgemeinen und das Hexagon-Programm mit seinen vielfältigen Kamerasystemen im Speziellen.

Mit Corona, dem Hauptaufklärungsprogramm in den 1960ern und Anfang der 1970er Jahre, begann die Hochphase amerikanischer Spionagesatelliten. Die ersten Starts im Rahmen des Corona-Programms erfolgten 1959, jedoch erst am 18. August 1960 - im 10. Versuch - gelang die erste erfolgreiche Mission. Um hohe geometrische Auflösungen der photographischen Aufnahmen zu erzielen, kamen Panoramakameras zum Einsatz. Waren es in den ersten drei Missionen (KH-1, 2, 3) noch Einzelkameras, konnte ab der vierten Mission (KH-4) mittels einer dualen konvergenten Anordnung zweier Kameras eine Stereoabdeckung erreicht werden, womit im Vergleich zu Mono-Aufnahmen der Informationsgehalt um den Faktor 2,5 erhöht werden konnte. Am Anfang des Corona-Programms betrug die geometrische Auflösung der Aufnahmen circa 6 m. Zum Ende des Programms konnte die Auflösung bei einer Aufnahmehöhe von etwa 160 km auf 1,8 m gesteigert werden. Entscheidend für das räumliche Auflösungsvermögen waren dabei das verwendete Kameramodell, die Flughöhe, das Auflösungsvermögen des verwendeten Filmmaterials, der Blickwinkel, der Objektkontrast und die atmosphärischen Verhältnisse (Kaufmann und Sulzer, 1997). Die Dauer der Missionen wurde durch die maximal mitführbare Menge an Filmmaterial bestimmt. Konnten zu Beginn nur zwischen 4 kg und 9 kg an Filmmaterial mitgeführt werden, wuchs die Menge gegen Ende des Corona-Programms auf etwa 36 kg an. Diese Menge entsprach ungefähr 4,8 km Film-länge, ausreichend für eine mittlere Missionsdauer von 19 Tagen. Aufgrund des Bedarfs an hochaufgelösten Satellitenbilddaten wurde das Corona-System im Jahr 1963 durch Lanyard

(KH-6) erweitert, welches, ausgestattet mit einer schwenkbaren Kamera, Stereoaufnahmen ermöglichte. Da Lanyard jedoch das Ziel einer Auflösung unter 1 m nicht erreichte, wurde es nach einer Mission im Jahr 1963 wieder eingestellt (Kaufmann und Sulzer, 1997) und durch Gambit-1 (KH-7) ersetzt (Tabelle 2.1). Gambit-1 operierte von 1963 bis 1967 mit einer mittleren geometrischen Auflösung von 0,6 m. In der Folgezeit gab es mit Gambit-3 (KH-8) noch ein weiteres hochaufgelöstes Monokamera-System, welches mit einer Bodenaufklärung unter einem halben Meter noch bis 1984 eingesetzt wurde (Pressel, 2013). Photogrammetrische Orientierungselemente wurden seit dem KH-4-System mittels zusätzlich eingebauter Stellar- und Indexkameras gewonnen.

Stand in der Anfangszeit der Aufklärungsmissionen vorrangig das Sammeln von Informationen von Regionen außerhalb der eigenen Hoheitsgebiete und deren rein visuelle Interpretation im Fokus, erwuchs in der Folgezeit der Bedarf an genauen geodätischen Grundlagen und exakten Kartenprodukten für Navigationszwecke, zur Lokalisierung militärischer Objekte und zur Planung und Durchführung militärischer Operationen. Um den höheren Genauigkeitsansprüchen gerecht zu werden, begann bereits in der Anfangsphase die Entwicklung geometrisch exakterer Rahmenkameras mit zunächst geringer geometrischer Auflösung. 1962 kamen erste Rahmenkameras im Corona-System mit einer Brennweite von 3,8 cm zum Einsatz, welche in Kombination mit den Panoramaaufnahmen für kleinmaßstäbige Kartierungen genutzt wurden. Die erste reine Kartierungsmission fand mit dem Argon-System (KH-5) zwischen 1962 und 1964 statt. Die dabei verwendete Rahmenkamera hatte bei einer Brennweite von 7,6 cm jedoch nur ein niedriges Auflösungsvermögen von 140 m und lieferte Aufnahmen mit einem mittleren Bildmaßstab von 1:2 000 000 - 1:4 000 000 (Kaufmann und Sulzer, 1997). Allen Systemen gemein ist die Aufnahme im Wellenlängenbereich des sichtbaren Lichts.

Da Argon (KH-5) und Gambit-1 (KH-7) die Bedürfnisse hinsichtlich Bodenabdeckung und geometrischer Auflösung nicht gleichermaßen befriedigen konnten, endete das Corona-Programm mit der letzten Mission am 25. Mai 1972 und wurde durch die Hexagon-Mission abgelöst (Abbildung 2.1). Mit dem ersten Start am 15. Juni 1971 begann die operative Phase des Hexagon-Programms, welches für die nächsten 15 Jahre bis zur 20. Mission am 18. April 1986 das bestimmende Satellitenspionagesystem war.

Das Bedürfnis nach längeren Missionsdauern, höherer räumlicher Auflösung (*Verbesserung der Auflösung im Vergleich zu Corona um den Faktor drei oder höher*) und größerer Streifenbreite (*Kartierung der gesamte Erde in Stereo mit einer Auflösung zwischen 0,6 m und 0,9 m*) waren die Hauptgründe für die Entwicklung des Hexagon-Systems. Nach Pressel (2013) ergaben sich dadurch für das neue System unter anderem die folgenden Anforderungen:

- *Stereo-Panoramakamerasystem*
- *Fähigkeit des Systems, bei jeder Mission die Territorien Chinas und der Sowjetunion vollständig photographisch abzubilden*
- *Eine Mindestauflösung von 139 lp/mm (Corona 80 lp/mm bis 110 lp/mm)*
- *Mindestmissionsdauer von 39 Tagen*
- *Operation auf einer erdnahen sonnensynchronen Umlaufbahn mit einem Perigäum von*

Tabelle 2.1: Eingesetzte Kamerasysteme der Key-Hole-Missionen

Name/KH- Nummer	Zeitraum	Missionsserie	Brennweite (cm)	Aufnahmehöhe (km)	Auflösung (m)	Filmbreite (mm)	Filmlänge (m)
Panoramakameras							
Corona KH-1	1959-1960	9000	60,96	203,7	15,2	70	1 097
Corona KH-2	1960-1961	9000	60,96	203,7	10,7-12,2	70	2 316
Corona KH-3	1961-1962	9000	60,96	203,7	7,6	70	2 377
Corona KH-4	1962-1963	9000	60,96	175,9-185,2	3,0	70	4 755
Corona KH-4A	1963-1969	1000	60,96	175,9-185,2	2,4-3,0	70	9 754
Corona KH-4B	1967-1972	1000	60,96	157,4-185,2	1,8-2,4	70	9 754
Lanyard KH-6	1963	9000	167,64	185,2	2,4	127	2 438
Hexagon KH-9	1971-1986		152,4	167-370	0,6-1,0	168	47 244
Rahmenkameras							
Stellar-Index KH-3, 4, 4A	1961-1969		3,8				
Argon KH-5	1961-1964	9000	7,6	305,6	140	127	
Hexagon KH-9	1973-1980		30,48	167-370	6-9	229	
Streifenkameras							
Gambit KH-7	1963-1967	4000	195,58	157,4-175,9	0,76	241	1 097

etwa 176 km in Höhe der geographischen Breite Chinas bzw. der Sowjetunion

- *Durch Bodenbefehle anpassbarer Scanbereich von 30°, 60°, 90° und 120°. Anpassungsmöglichkeit des Verhältnisses zwischen Geschwindigkeit und Höhe im Bereich 0,018 bis 0,054*
- *Verwendung von Schwarzweißfilmen auf ultra-dünner Grundlage der Firma Kodak (Ultra Thin Base (UTB)) mit einer Filmdicke von 0,005 mm*

Bestand das Hexagon-System in der Anfangszeit hauptsächlich aus einer nach vorn und einer nach hinten blickenden Kamera mit einem Stereowinkel von 20°, wurde es ab der sechsten Mission mit einem zusätzlichen Kamerasystem, dem sogenannten Mapping-Camera-System (MC), ausgestattet (Abbildung 2.1), dessen Daten in dieser Arbeit prozessiert und ausgewertet wurden. Die beiden unterschiedlichen Systeme lassen sich mit den Begriffen Panoramakamera und Rahmenkamera klassifizieren (Abbildung 2.3).

Rahmenkameras haben aufgrund des statischen Aufnahmesystems einen konstanten Bildmaßstab über den gesamten Bildbereich. Durch zusätzliche Rahmenmarken in den Bildern bleibt die Konstanz der inneren Orientierung gewahrt. Um Bewegungsunschärfe zu vermeiden, kamen in der Anfangszeit der Hexagon-MC schnelle Filme mit kurzer Belichtungszeit und dementsprechend niedriger Auflösung zum Einsatz. Um höhere Auflösungen zu erzielen galt es bei längeren Belichtungszeiten Bewegungsunschärfen durch Bewegungskompensation (*Forward Motion Compensation - FMC*) zu minimieren. Im Fall des Hexagon-MC-Systems wurde dazu der Rahmen entsprechend der relativen Geschwindigkeit der Plattform zur Erdoberfläche, der Flughöhe und der Belichtungszeit in der Bildebene bewegt. Somit konnte die mittlere Auflösung von anfänglichen 60 lp/mm bis 70 lp/mm auf 99 lp/mm bzw. von 9 m auf 6 m bei einer nominellen Aufnahmehöhe von 176 km verbessert werden. Der FMC-Mechanismus war so konzipiert, dass das zentrale Kreuz des Reseaugitters mit dem Durchstoßpunkt der optischen Achse durch die Bildebene, d. h. dem Bildhauptpunkt, zusammenfällt und somit

die Rekonstruktion der internen Bildgeometrie ermöglicht wird. Ephemeriden zur Bestimmung der äußeren Orientierungselemente wurden beim MC-System über zwei weitwinklige Stellarkerasysteme gewonnen. Über einen binären Zeitstempel, welcher den Zeitpunkt dokumentiert, an welchem die Rahmenmarken auf das Filmmaterial übertragen wurden, war eine Verknüpfung der Kerasysteme gegeben. Beim MC-System konnte im *bilap*-Modus, d. h. bei 55 % Überlappung in Flugrichtung, ein für Stereoauswertungen geeignetes Basis-Höhen-Verhältnis von 0,8 erreicht werden. Im *trilap*-Modus ergab sich bei 70 % Überlappung ein Verhältnis von 0,9. Das Hexagon-MC-System war mit einer Brennweite von 30,48 cm und einem Kameraöffnungswinkel (*Field of View* - *FOV*) von 80° für Kartierungen im mittleren Maßstabsbereich von 1:200 000-1:250 000 geeignet. Zudem konnten die Aufnahmen als geometrische Grundlage für großmaßstäbige Kartierungen im Maßstab 1:50 000 verwendet werden, wobei erst in Kombination mit den entsprechenden hochauflösten Panoramaaufnahmen eine inhaltlich vollständige Kartierung in diesem Maßstab umgesetzt werden konnte (Welch und McChristian, 1982).

Im Unterschied zur Rahmenkamera, bei der die Belichtung gleichzeitig über das gesamte Bildformat erfolgt, handelt es sich bei Panoramakeras um ein dynamisches Aufnahmesystem. Die dabei verwendete Aufnahmetechnik beruht, vergleichbar zu der eines Whiskbroom-Scanners, auf einer beweglichen Optik bzw. eines sich vor der Optik befindlichen rotierenden Prismas und der Bewegung eines parallel zur Flugrichtung orientierten Belichtungsschlitzes, wobei die Geländeoberfläche quer zur Flugrichtung streifenweise auf eine zylinderförmige Bildebene abgebildet wird (Kaufmann und Sulzer, 1997). Somit konnte bei einem Rotationswinkelbereich von 120° (Corona: 70°) im Fall des Hexagon-Kerasystems ein Streifen von circa 15 km Along-track und 315 km Across-track bei einer Aufnahmehöhe von etwa 176 km aufgenommen werden (Abbildung 2.3). Vorteil ist hierbei eine große Geländeabdeckung mit einer einzigen Aufnahme bei hoher geometrischer Auflösung, allerdings erweist sich die sogenannte Panoramaverzerrung als Folge des dynamischen Abbildungsvorgangs in eine zylindrische Bildebene als hinderlich bei der Auswertung der Daten. Um Bewegungsunschärfen im Bild zu vermeiden, wurde beim Hexagon-Panoramakerasystem analog zum Corona-System die Neigung der optischen Achse der Panoramakeras mit konstanter Winkelgeschwindigkeit in Flugrichtung geändert (Kaufmann und Sulzer, 1997). Stereoabdeckung wurde durch zwei identische Kameramodelle mit unterschiedlichen Blickrichtungen realisiert, wobei eine Kamera um 10° aus der Nadirrichtung nach vorne und die andere um 10° nach hinten blickte. Das System war so ausgerichtet, dass die rückwärtsblickende Kamera ein Zielobjekt 3,5 Zyklen (Corona: 6 Zyklen) nach der vorwärtsblickenden Kamera aufnahm (Pressel, 2013). Der Kameraöffnungswinkel von 5,8° entspricht somit einem Konvergenzwinkel von 20° (Corona: 30°), womit sich ein Basis-Höhen-Verhältnis von 0,3 (Corona: 0,5) ergibt. Das dynamische Aufnahmesystem bedingt jedoch unterschiedliche Bildmaßstäbe über den Bildbereich, mit deutlich kleineren Bildmaßstäben an den Streifenenden im Vergleich zum Nadirbereich. Die Anforderung an eine Mindestauflösung von 139 Linienpaaren pro Millimeter (lp/mm) wurde mit einer Auflösung von 200 lp/mm im Nadirbereich und 160 lp/mm in den anderen

Bereichen im Unterschied zu Corona (80 lp/mm bis 110 lp/mm) deutlich übertroffen (Welch und McChristian, 1982). Mit der Einführung einer Star-Tracker-Kamera Anfang der 1980er Jahre wurde zudem eine exaktere Verortung des Sensors zum Zeitpunkt der Aufnahme und dementsprechend eine bessere Lageverortung der Panoramaaufnahmen möglich.

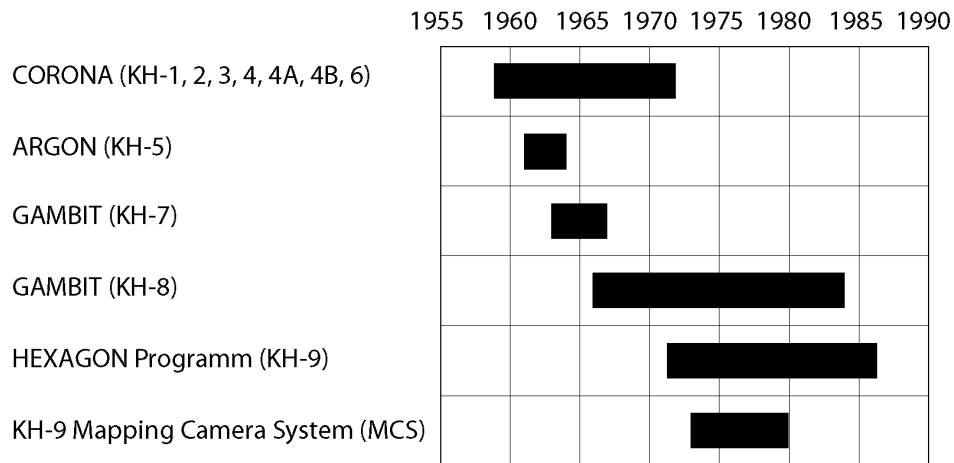


Abbildung 2.1: KH-Missionen und deren Dauer (Welch und McChristian, 1982)

Bei beiden Systemen konnte über die Jahre durch dünnere und somit leichtere Filmmaterialien (UTB) die Filmkapazität deutlich erhöht werden (Pressel, 2013), womit die Missionsdauer von anfangs 52 Tagen auf 275 Tage bzw. bei den Missionen mit dem MC-System von 42 auf 118 Tage gesteigert werden konnte. Bei der MC konnte durch die Verwendung dünneren Films die Anzahl der Aufnahmen bei einer Mission von 3 151 auf 3 968 erhöht werden. Die dabei aufgenommene Fläche von 134,1 Mio. km² (130x260 km² je Aufnahme) entspricht, ohne Berücksichtigung etwaiger Überlappungen, circa 90 % der Landfläche der Erde. Nicht abgedeckt sind dabei Bereiche Australiens, der Arktis und Antarktis (Abbildung 2.2). Vorteil der MC-Aufnahmen sind neben der stabilen Bildgeometrie eine größere Bodenabdeckung von etwa 34 000 km² im Vergleich zu rund 4 700 km² bei den Hexagon-Panoramaaufnahmen. Nachteilig, vor allem für Kartierungszwecke, ist indes die im Vergleich zu Panoramaaufnahmen deutlich niedrigere geometrische Auflösung von 6 m bis 9 m gegenüber 0,8 m. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt wurden allerdings nur MC-Daten deklassifiziert, während die genannten Panoramaaufnahmen nach wie vor als geheim eingestuft sind (Durham, 2015).

In Anbetracht der in der vorliegenden Arbeit verwendeten Vergleichsdaten ist die geometrische Auflösung des MC-Systems für die Untersuchung von Gletscherflächen- und Gletscherdickenänderungen jedoch hinreichend genau. Für Kartierzwecke werden in der Arbeit mit Landsat-TM hauptsächlich Daten mittlerer räumlicher Auflösung verwendet. Referenz für den Vergleich multi-temporaler DGMS zur Berechnung geodätischer Massenbilanzen bildet das mit 90 m nur gering aufgelöste SRTM3-Modell.

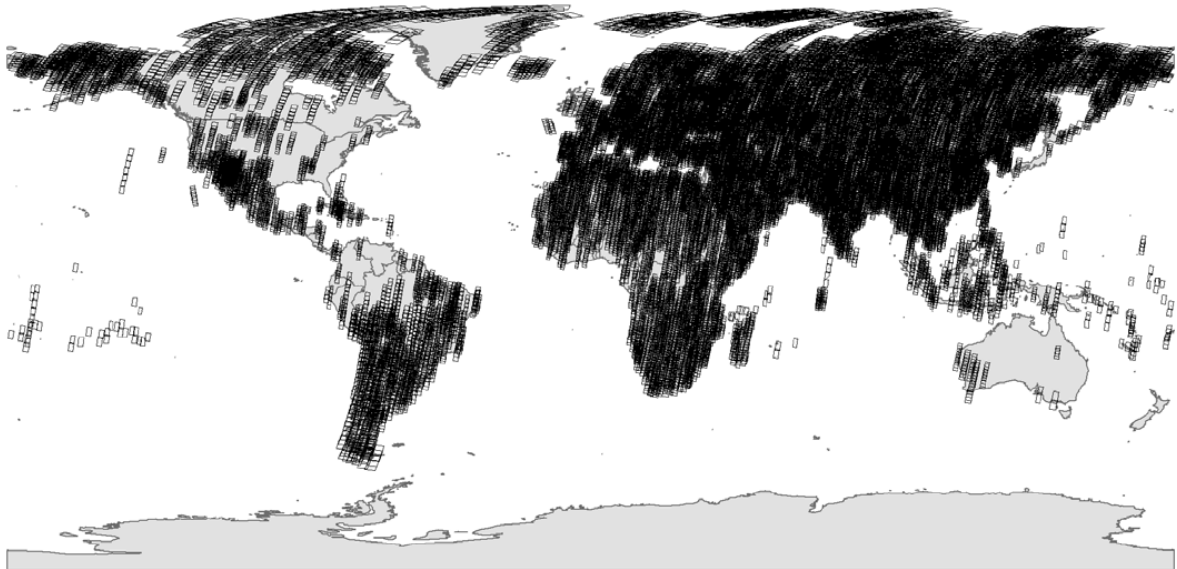


Abbildung 2.2: Weltweite Abdeckung durch KH-9-Hexagon-MC-Daten (Surazakov und Aizen, 2010)

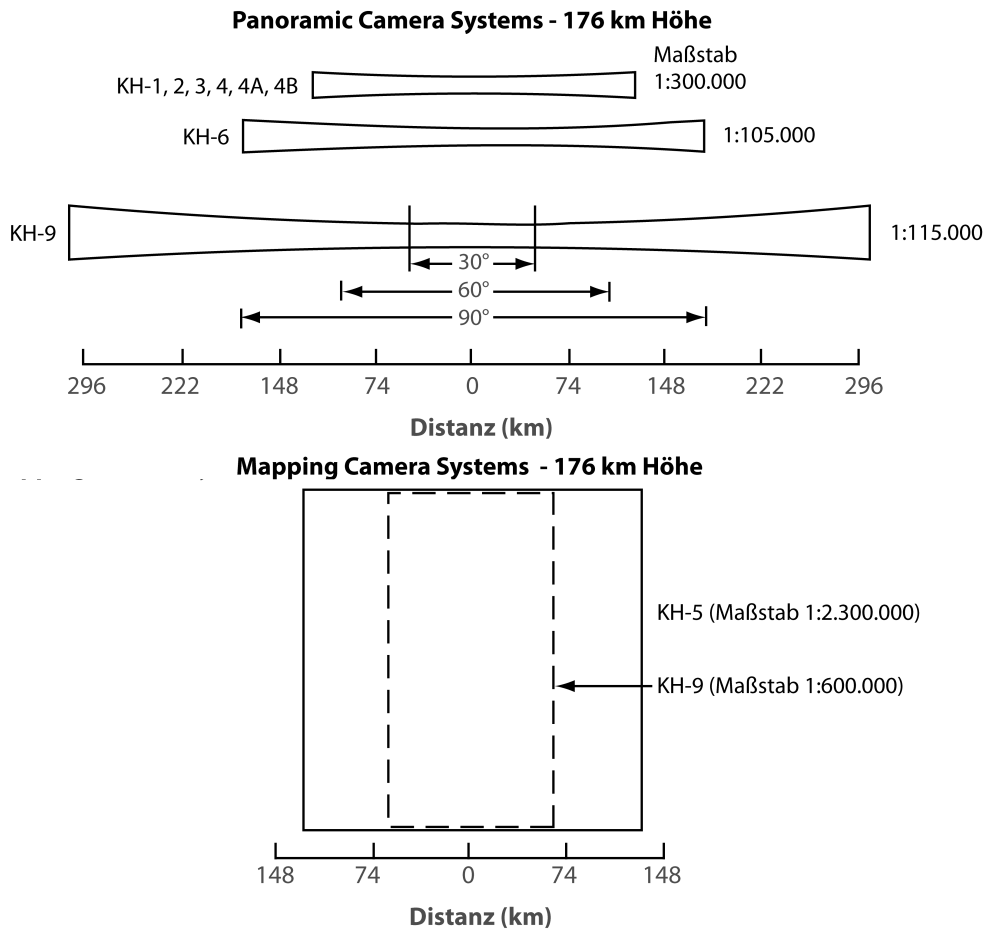


Abbildung 2.3: Bildgeometrie der KH-Kamerasysteme (Welch und McChristian, 1982)

2.2 Fernerkundung

2.2.1 Stereophotogrammetrie

Optische Stereophotogrammetrie ist die traditionellste Methode, um Höheninformationen aus Satellitenbilddaten abzuleiten. Voraussetzung zur DGM-Generierung aus optischen Satellitenbilddaten bilden zwei oder mehr Aufnahmen vom selben Gebiet mit etwa gleichem Bildmaßstab aus unterschiedlichen Blickwinkeln. Maß für die relative Höhe eines Punktes ist die aus den unterschiedlichen Aufnahmewinkeln resultierende stereoskopische Parallaxe (Albertz, 2007). Neben den für den räumlichen Eindruck relevanten Horizontalparallaxen können Vertikalparallaxen in Folge mangelhafter Bildorientierung den Stereoeindruck stören. Grundvoraussetzung jedweder stereoskopischer Auswertung ist die relative Orientierung der Bildpaare nach Kernstrahlen, sodass sich Strahlen homologer Punkte im Raum schneiden (Bollmann et al., 2002). Die Identifikation homologer Punkte erfolgt dabei durch Bildzuordnungs- bzw. Matchingverfahren (Albertz, 2007).

Zusammenfassend lässt sich die Prozessierung von Stereo-Satellitenaufnahmen in drei Hauptschritte untergliedern:

- *Herstellung der äußeren Orientierung des Kamerasystems zum Aufnahmezeitpunkt über Passpunkte, d. h. Rekonstruktion des Projektionszentrums in Bezug zum übergeordneten Landeskoordinatensystem über die Gleichungen der Kollinearitätsbedingung;*
- *Relative Bildorientierung der Bildpaare über Verknüpfungspunkte;*
- *Zusammenführung der relativen Höhen und der Orientierungsparameter zu einem räumlichen Punktehaufen und Ableitung eines digitalen Geländemodells durch Dreiecksvermaschung oder Interpolation in ein regelmäßiges Raster*

KH-9-MC-Daten haben eine stereoskopische Überdeckung in Flugrichtung. Bei den entsprechenden Panoramaaufnahmen wird Stereoüberdeckung durch zwei entgegengesetzt blickende Kameras vom selben Orbit ermöglicht (Abbildung 2.5). Zur Bildorientierung und Stereoauswertung von KH-9-Daten verwenden existierende Studien die Leica Photogrammetry Suite (LPS) (Surazakov und Aizen, 2010). Da es sich bei KH-9-MC-Aufnahmen um zentralspektive Aufnahme handelt, wird hierbei die Rahmenkamera (*Frame Camera*) als Kameramodell verwendet. In Anbetracht der Szenengröße empfiehlt sich die Korrektur der Erdkrümmung als zusätzlicher Parameter im Rahmen der Triangulation.

2.2.2 Bildverarbeitung

Bildverarbeitung unterteilt sich in die Gruppen der geometrischen und radiometrischen Transformationen. Erstere beschreibt dabei die Veränderung der Bildform, letztere befasst sich mit der Korrektur atmosphärischer Störeinflüsse sowie der Bildoptimierung hinsichtlich der späteren Auswertung, beispielsweise der Zuordnung korrespondierender Bildpunkte bei der Stereoauswertung (Albertz, 2007). Geometrische Korrekturen sind erforderlich, um Verzerrungen durch das Aufnahmesystem, z. B. im Fall von Filmaufnahmen als Folge einer Nichtplanlage

bei der Bildaufnahme, zu korrigieren. Auf den KH-9-MC-Aufnahmen findet sich zu diesem Zweck ein Gitter aus 1058 Reseaukreuzen, deren Abstand mit 1 cm bekannt ist (Surazakov und Aizen, 2010).

Um die Identifizierung der Kreuze insbesondere in Schattenbereichen zu optimieren eignet sich der für Grauwertbilder entwickelte kontrastverstärkende *Wallis Filter* (Surazakov und Aizen, 2010; Baltsavias et al., 2007). Der *Wallis Filter* ist ein lokal-adaptiver und nichtlinearer statischer Filter, anhand dessen eine Anpassung des lokalen Kontrasts an definierte Sollwerte vorgenommen wird. Dazu werden die Istwerte des lokalen Mittelwerts und der Standardabweichung berechnet und mit den Sollwerten verglichen.

Da das Reseau-Gitter nicht Bestandteil der Geländeoberfläche ist, ist es notwendig die fehlende Bildinformation im Bereich der Kreuze durch benachbarte Grauwerte zu interpolieren. Zu diesem Zweck eignet sich das in der Python-Bibliothek *SciPy* (Jones et al., 2001) implementierte kubische Interpolationsverfahren sowie das in *OpenCV* (Bradski, 2000) verfügbare *Inpaint*-Verfahren. Grundprinzip von *Inpaint* ist die Weiterführung der Bildinformation entlang Linien gleicher Grauwerte in den zu füllenden Bildbereich hinein. Bertalmio et al. (2001) beschreiben hierbei den Fluss der Bildinformation entsprechend physikalischer Strömungsprozesse durch die Navier-Stokes-Gleichung. *Inpaint*, als lokales Verfahren nur direkt angrenzende Grauwerte berücksichtigend, funktioniert am besten auf kleinen Arealen und ist somit zur Interpolation der Reseau-Kreuze geeignet (Abbildung 2.4). Nachteilig wirkt es sich indes bei größeren Bereichen durch das Auftreten von Weichzeichnungseffekten aus (Jäkel, 2012).

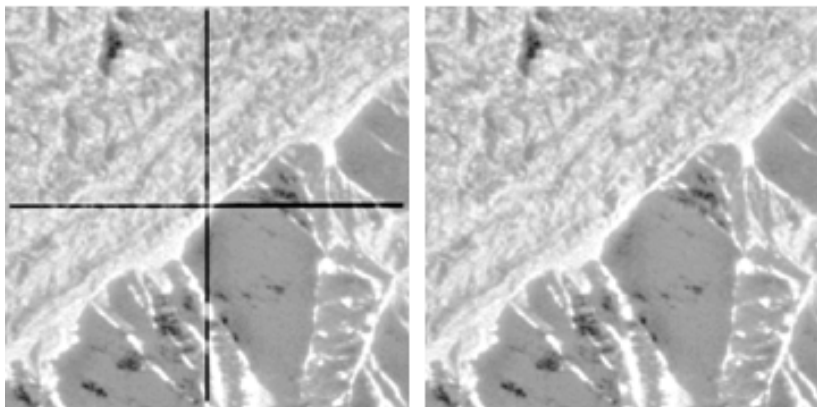


Abbildung 2.4: Reseau-Kreuz-Interpolation

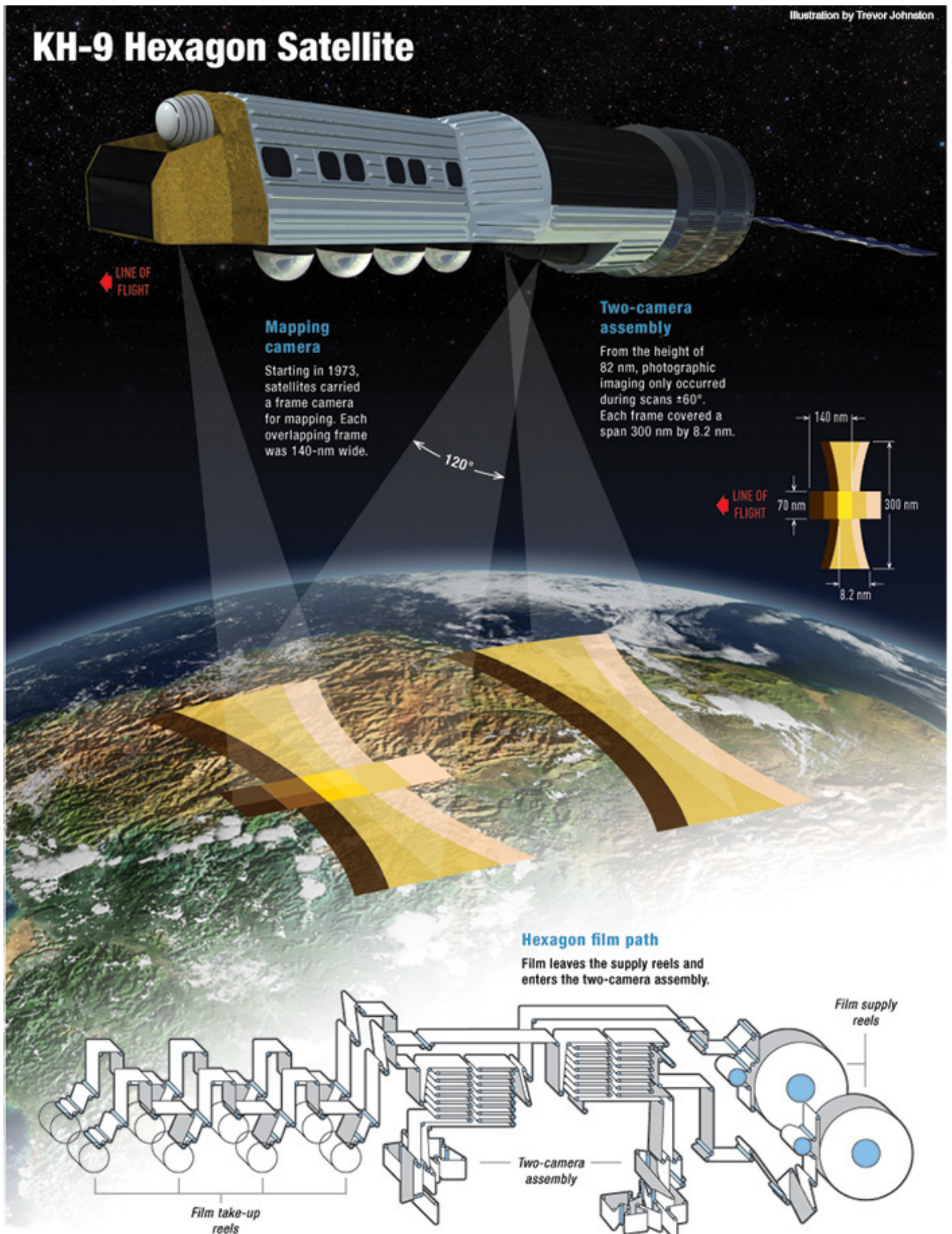


Abbildung 2.5: KH-9-Hexagon-Satellit (Pressel, 2013a)

2.3 Gletscherinventare

Gletscherinventare bilden die Grundlage für Untersuchungen hinsichtlich Gletscherflächenveränderungen, -massenveränderungen und Gletschervolumina. Die darin enthaltenen Umrisse geben Auskunft über Größe und Länge eines Gletschers und, kombiniert mit einem DGM, über die Gletscherhypsometrie. In weiterer Folge ergibt sich durch Integration spezifischer Massenbilanzen über die Gletscherfläche die Gesamtmassenbilanz eines Gletschers, womit die Kartiergenauigkeit unter anderem die exakte Quantifizierung des Beitrags der Gletscher zum Meeresspiegelanstieg beeinflusst (Beedle et al., 2008). In dieser Arbeit wurden Umrisse aus dem Aksu-Tarim-Gletscherinventar Version 1 (Pieczonka et al., 2013), welche Bestandteil der inhaltlich identischen dritten und vierten Version des Randolph-Gletscherinventars (RGI 3.2, RGI 4.0) sind (Pfeffer et al., 2014), und Version 2 (Pieczonka und Bolch, 2015) verwendet. Im Folgenden soll ein Überblick über Gletscherinventare im Allgemeinen, deren Versionsdynamik sowie die Auswirkungen variierender Umrisse auf die Berechnung geodätischer Massenbilanzen gegeben werden. Abgerundet wird das Kapitel mit einem Exkurs in die Kartierung von Gletschern zur Erklärung der Varianz innerhalb der Inventare.

Mit dem Ziel standardisierte Verfahren zur Erfassung von Gletschern zu formulieren wurde das Projekt *Global Land Ice Measurement from Space (GLIMS)* ins Leben gerufen (Raup et al., 2007). Als Referenzzeitraum wurde vor dem Hintergrund des SRTM-Geländemodells, welches mit nahezu globaler Abdeckung zwischen 56°S und 60°N einen konsistenten Datensatz zur Ableitung von Metadaten bereitstellt, das Jahr 2000 definiert (Paul et al., 2009). Um den Anforderungen des fünften Arbeitsberichts des *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* hinsichtlich eines vollständigen Inventars gerecht zu werden, wurde parallel das *Randolph Glacier Inventory (RGI)* initiiert. Dieses zählt, unterteilt in 19 Haupt- und 87 Unterregionen, gegenwärtig zu den umfassendsten globalen Gletscherinventaren, mit Ausnahme der kontinentalen Eisschilde. Daneben existieren räumlich begrenzte Inventare mit dem Fokus auf zusammenhängende Regionen (GAMDAM-Inventar (*Glacier Area Mapping for Discharge from the Asian Mountains*); Nuimura et al., 2015), einzelne Einzugsgebiete (Osmonov et al., 2013), Gebirgsmassive (Kääb et al., 2002) oder auf Länderebene (Guo et al., 2015), welche im RGI integriert sind, allerdings oftmals nur in Teilen. Obwohl Gletscher die wohl am besten erforschten Hochgebirgsformen darstellen, ist deren räumliche Abgrenzung jedoch keineswegs trivial. Dies liegt vor allem am Umstand, dass Gletscher in starker Interaktion mit ihrer Umgebung stehen und, insbesondere bei schuttbedeckten Gletschern, keine klar definierte Grenze zwischen Gletscher und nicht-glazialen Terrain ersichtlich ist. Des Weiteren ist eine klare Trennung von temporären Schneefeldern oder perennierenden Firnfeldern und Gletschereis schwierig, was oftmals zu einer Überschätzung der tatsächlichen Gletscherfläche, insbesondere in den Akkumulationsgebieten, führt. Zur Standardisierung und um die Vergleichbarkeit innerhalb der Inventare zu wahren, orientieren sich alle genannten und auch das hier verwendete Aksu-Tarim-Gletscherinventar bei der Gletscherkartierung an der GLIMS-Gletscherdefinition: *Ein Gletscher oder eine perennierende Masse an Schnee,*

identifiziert durch eine individuelle GLIMS-Gletscher-ID, besteht aus einem Körper aus Eis und Schnee, welcher zum Ende der Ablationsperiode (Tauperiode) beobachtet werden kann bzw., im Fall tropischer Gletscher, nach vorübergehender Schneeschmelze. Darin einbezogen sind sämtliche Nebenarme und mit einem Gletscher verbundene Zuflüsse, welche dem Hauptgletscher Masse zuführen. Zusätzlicher Bestandteil sind alle schuttbedeckten Gletscherbereiche. Nicht eingeschlossen sind eisfreie Bereiche sowie Nunatakker. Eisschelfs werden hierbei als separate Gletscher betrachtet (Racoviteanu et al., 2009). Aus dieser Definition folgt die Zugehörigkeit aller in einer gemeinsamen Gletscherzunge endenden Nebenarme zu einem Gletscher, auch wenn diese vormals als separate Gletscher geführt wurden. Des Weiteren zählen ebenso stagnierendes Eis, sofern mit dem Gletscher verbunden, und Eiskörper oberhalb des Bergschrunds, welche mit dem Gletscher verbunden sind und ihm somit Masse zuführen, zu selbigem. Steile Felswände indes, welche Masse nur in Form von Schneelawinen beisteuern aber selbst keinen Schnee akkumulieren, sind per Definition nicht Teil des Gletschers (Racoviteanu et al., 2009). Paul et al. (2009) führen weiter aus, dass der Begriff Gletscher sämtliche Gletschertypen, wie Talgletscher, Berggletscher und Kargletscher, sowie Eiskappen umfasst. In GLIMS ausgenommen sind die kontinentalen Eisschilde Grönlands und der Antarktis sowie deren Auslassgletscher. Zusammenfassend sollte ein Gletscherinventar alle perennierenden Schnee- und Eismassen unabhängig ihrer Größe und Schuttbedeckung umfassen. Im teilweisen Widerspruch zu den genannten Abgrenzungsmerkmalen, welche vor allem fernerkundlichen Aspekten gerecht werden, steht die allgemeine Definition eines Gletschers, welcher beschrieben werden kann als eine aus Rekristallisation von Schnee und anderen Formen festen Niederschlages hervorgegangene perennierende Masse von Eis, welche einer gewissen Eigenspannung und Reibung am Übergang zu nicht-glazialen Bereichen unterliegt und sich unter der Einwirkung gravitativer Kräfte talwärts bewegt (Kargel et al., 2014). Während hier nur aktive Bereiche als Gletscher definiert sind, umfasst die GLIMS-Definition auch stagnierende Gletscherareale, womit sich Unsicherheiten vorrangig in schuttbedeckten Gletscherbereichen bei der Abgrenzung gegenüber Formen von Thermokarst ergeben (Beedle et al., 2008). Ebenso ist die Zuordnung eines Nebengletschers zu einem Hauptgletscher nicht immer eindeutig und unterliegt in erster Linie der Erfahrung des Interpreten. Somit ist die finale Abgrenzung eines Gletschers das Ergebnis des Zusammenwirkens von verwendetem Kartieralgorithmus und dem Expertenwissen des Bearbeiters.

2.3.1 Gletscherabgrenzung im Allgemeinen

Die fernerkundungsbasierte Abgrenzung schutfreier Eiskörper macht sich in erster Linie die Unterschiede in der spektralen Signatur von Eis zu anderen Oberflächen im Wellenlängenbereich des sichtbaren Lichts und des nahen Infrarots (VNIR) im Vergleich zum kurzwelligen Infrarot (SWIR) zu Nutze und ermöglicht somit eine großräumige Kartierung schnee- und eisbedeckter Bereiche. Bilddaten sollten unter Beachtung des jahreszeitlichen Zyklus eines Gletschers mit minimaler Schneebedeckung zum Ende der Ablationsperiode gewählt werden.

Nicht für jede Region stehen jedoch Bilddaten zum Ende der Ablationsperiode zur Verfügung. In diesen Fällen erschweren neben perennierenden vor allem saisonale Schneefelder die Abgrenzung. In Abhängigkeit von der geometrischen Auflösung des verwendeten Satellitenbildes wurden in zahlreichen Studien untere Grenzwerte zur Unterscheidung zwischen Schnee- und Eisfeldern bezüglich der Flächengröße definiert. Diese reichen von $0,01 \text{ km}^2$ (Paul, 2010, Guo et al., 2015) über $0,02 \text{ km}^2$ (Racoviteanu et al., 2015) bis hin zu $0,05 \text{ km}^2$ (Nuimura et al., 2015; Bolch et al., 2010b). Zur Kartierung schutfreier Gletscher etabliert haben sich Ratio-Bilder, der *Normalized Difference Snow Index (NDSI)* und die überwachte Klassifikation. Die dabei verwendeten Schwellwerte unterscheiden sich zwischen den einzelnen Studien und reichen von 1,8 bei TM3/TM5-Ratio-Bildern (Nuimura et al., 2015, Paul et al., 2013) bis zu 2,0 bei TM4/TM5- (Paul et al., 2004) und TM3/TM5-Ratio-Bildern (Guo et al., 2015, Smith et al., 2015). Für den NDSI finden sich Grenzwerte zwischen 0,5 und 0,7 (Racoviteanu et al., 2015). Weitere Indizes wie der *Normalized Difference Glacier Index (NDGI)* (Keshri et al., 2009) konnten sich indes nicht etablieren. Eine manuelle Nachbearbeitung zur Fehlerkorrektur, wie von Paul et al. (2009) in Bereichen von Schuttbedeckung, bei supraglazialen und postglazialen Seen mit Eisbedeckung und in Regionen mit verschmutztem Eis empfohlen, sollte zur Reduzierung subjektiver Einflüsse auf ein Minimum beschränkt bleiben. Insbesondere bei der Kartierung schuttbedeckter Gletscher ist eine klare Abgrenzung aufgrund der Ähnlichkeit der spektralen Signaturen von Schutt zu der benachbarter Moränen nicht mehr gegeben (Racoviteanu et al., 2009). Der von Smith et al. (2015) publizierte Ansatz zur Kartierung von Gletschern geht daher über einfache Schwellwertbildungsverfahren auf Grundlage spektraler Reflektanzen hinaus und nutzt zur Abgrenzung zusätzliche topographische Merkmale und Gletschergeschwindigkeitsinformationen und deren räumliche Beziehung zu nicht-glazialen Bereichen. Zur semi-automatisierten Abgrenzung schuttbedeckter Bereiche wurde in den vergangenen Jahren zudem eine Vielzahl weiterer Algorithmen basierend auf thermalen und spektralen Informationen (Taschner und Ranzi, 2002), objektbasierten Klassifikationen (Rastner et al., 2014; Robson et al., 2016) oder auf Grundlage topographischer Informationen und Texturparametern (Paul et al., 2004; Bhambri et al., 2011; Racoviteanu und Williams, 2012) entwickelt, welche jedoch nicht ohne ein gewisses Maß an manueller Fehlerkorrektur auskommen. Daneben kann die Abgrenzung aktiver schuttbedeckter Eiskörper auch einzig anhand der Gletscherbewegung bei entsprechender Kohärenz unter Verwendung differentieller SAR-Interferometrie (Jiang et al., 2011) oder auf Basis optischer Daten mittels *Feature Tracking* erfolgen (Bolch et al., 2008b). Häufig ist bei schuttbedeckten Gletscherzungen jedoch die manuelle Kartierung das bevorzugte Verfahren (Nuimura et al., 2015, Pellicciotti et al., 2015, Beedle et al., 2008), womit die Abgrenzung in hohem Maße von der Erfahrung des Interpreten abhängig ist (Paul et al., 2013). Die genannten Verfahren zur Gletscherabgrenzung erlauben in erster Linie die Kartierung von Gletscherkomplexen und erfordern für gletscherweite Massenbilanzstudien und zur Berechnung von Eisvolumina mittels Volume-Area-Scaling oder auf Grundlage physikalischer Methoden eine weitere Unterteilung in individuelle Gletscherumrisslinien. Grundlage der Separation bildet die Iden-

tifizierung von Eisscheiden als natürliche Grenze zweier benachbarter Akkumulationsgebiete. Zur Auftrennung in Einzelgletscher existieren in der Literatur zahlreiche Verfahren vorrangig auf Grundlage hydrologischer Einzugsgebietsmodellierungen (Manley, 2008; Racoviteanu et al., 2009; Bolch et al., 2010b; Kienholz et al., 2013). Die hydrologische Modellierung benötigt sogenannte *Pour Points* (Fließpunkte) als Eingabe, deren Anzahl und Platzierung alle zu einem Komplex gehörenden Gletscherzungen berücksichtigen sollte. Lokale Höhenminima als Fließpunkte wählen Schiefer et al. (2008), das lokale Fließakkumulationsmaximum wird von Kienholz et al. (2013) als Kriterium zur Platzierung der Fließpunkte gewählt und die Medianhöhe eines Gletscherkomplexes nutzen Manley (2008), letzteres mit der Gefahr, dass Gletscherzungen oberhalb der Medianhöhe vom Algorithmus nicht erfasst werden. Schwierigkeiten ergeben sich bei allen genannten Verfahren zudem bei Eiskappen mit flachen Akkumulationsgebieten und fließenden Übergängen zwischen den einzelnen Einzugsgebieten. Eine weitere Möglichkeit Umrisslinien für Einzelgletscher aus Gletscherkomplexen zu extrahieren ergibt sich über die Ableitung von Geschwindigkeitsfeldern (Kienholz et al., 2013). Die im Aksu-Tarim-Inventar enthaltenen Umrisse wurden vorrangig mittels Ratio-Bildern unter Zuhilfenahme von Anaglyphenbildern (Stereobildbetrachtung) digitalisiert. Vorteile der Stereobildbetrachtung sind eine bessere Identifizierung von Eisscheiden, infolge der mit der Größe der Basis von Satelliten-Bildpaaren verbundenen Überhöhung, sowie eine visuell bessere Beurteilung der Oberfläche schuttbedeckter Gletscher hinsichtlich des Auftretens von Eiskliffs und supraglazialen Seen. Nachteilig wirkt sich indes der hohe Arbeitsaufwand gepaart mit einem hohen Maß an Subjektivität bei der Abgrenzung aus.

2.3.2 Unsicherheiten bei der Gletscherkartierung

Die Kartiergenauigkeit in Gletscherinventaren wird bei semi-automatischer Kartierung in der Regel mit 1-2 Pixel (Paul et al., 2013, Paul et al., 2009), bei manueller Kartierung schuttbedeckter Areale mit 3 Pixel angegeben (Paul et al., 2009). Diese Genauigkeitsangaben berücksichtigen jedoch keine Interpretationsfehler, welche sich bei der manuellen Kartierung schuttbedeckter Gletscherbereiche und bei der Abgrenzung der Akkumulationsgebiete ergeben, sowie keine Klassifizierungsfehler infolge Schneebedeckung. Racoviteanu et al. (2009) benennen vor allem Ungenauigkeiten in optischen DGMs und radarspezifische Datenlücken als die wichtigsten Problempunkte in Akkumulationsgebieten. Kleine Ungenauigkeiten im DGM wirken sich vor allem in flachen Akkumulationsgebieten aus, wo das Fehlen jeglichen markanten Reliefs die Extraktion einer eindeutigen Eisscheide erschwert (Kienholz et al., 2013). Weitere, vor allem das Akkumulationsgebiet betreffende Fehler, entstehen durch Lagefehler zwischen den als Kartiergrundlage verwendeten Satellitenbilddaten und dem Geländemodell. Im Vergleich zwischen automatisierter und manueller Kartierung fanden Smith et al. (2015) eine Überschätzung von 5,5 % und eine Unterschätzung von 0,8 %. Das heißt, 94,5 % der als Gletscher klassifizierten Pixel wurden auch manuell als Gletscher klassifiziert, während andererseits 99,2 % der manuell als Gletscher klassifizierten Pixel auch als solche

vom Algorithmus erkannt wurden. Ursächlich für den Unterschied sind vor allem variierende Abgrenzungen in den oftmals steilen Akkumulationsgebieten der Gletscher mit der Folge einer Überschätzung der automatisch abgeleiteten Gletscherfläche. Im Unterschied dazu fanden Paul et al. (2013) eine systematische Unterschätzung automatisch abgeleiteter Gletscherflächen im Vergleich zur manuellen Kartierung, was sie vorrangig auf Fehlzuordnungen bei Randpixeln in den Übergangsbereichen von glazialen zu nicht-glazialen Terrain zurückführen. Insgesamt zeigen ihre Ergebnisse jedoch vergleichbare Genauigkeiten zwischen manueller und semi-automatischer Kartierung, wobei Flächenunterschiede von bis zu 30 % bei schuttbedeckten und 5 % bei schutfreien Gletschern gemessen wurden. Interpretationsfehler und unzureichendes Fachwissen des Bearbeiters konnten durch Paul et al. (2013) als Hauptfehlerquellen identifiziert werden. So fanden sich fehlende abgeschattete Bereiche, die fehlerhafte Inklusion von Nunatakkern und anderer nicht als Fels interpretierter Areale sowie fehlende schuttbedeckte Gletscherbereiche.

2.3.3 Vergleich unterschiedlicher Gletscherinventare

Die Vergleichbarkeit unterschiedlicher Inventare ist gegeben, sofern der Abgrenzung die gleiche Definition zugrunde liegt. Hauptzweck des GAMDAM-Inventars ist die Betrachtung von Gletscherdickenänderungen, weswegen u. a. Gebiete mit saisonaler Schneebedeckung und steile Hangbereiche von der Kartierung ausgeschlossen wurden (Nuimura et al., 2015). Der folgende Vergleich beschränkt sich daher auf das RGI-, das Aksu-Tarim- (Version 2) und das GLIMS-Gletscherinventar.

Während die im Aksu-Tarim-Inventar enthaltenen Umrisszeichnungen den Zustand der Gletscher zum Zeitpunkt 2009 zeigen, repräsentiert die Mehrheit der im RGI enthaltenen Umrisszeichnungen den Zeitraum 1999–2003, d. h. vom Start des Landsat-ETM+-Sensors bis zum Ausfall des *Scan Line Corrector*. Zu jedem Gletscher liegen in den Inventaren zahlreiche Metadaten vor, u. a. Medianhöhe, minimale und maximale Höhe, mittlere Hangneigung und maximale Länge.

Die Versionsdynamik des RGI soll am Beispiel von Zentralasien dokumentiert werden. Lageversätze und eine sehr heterogene Qualität zeichneten die im Wesentlichen auf GLIMS und dem ersten chinesischen Gletscherinventar basierende erste (RGI 1.0) und zweite Version (RGI 2.0) des RGI aus. Qualitative Verbesserungen ergaben sich mit der dritten Version (RGI 3.0) und der Integration lokaler Neukartierungen. So erfolgte die Integration der Umrisszeichnungen aus Osmonov et al. (2013) für den kirgisischen Teil des Zentralen Tien Shan basierend auf Landsat-TM-Daten aus dem Jahr 2008 und die Integration von Umrisszeichnungen des Aksu-Tarim-Inventars (Version 1) für Teile des chinesischen Einzugsgebiets. Signifikante Änderungen ergaben sich mit der Fertigstellung des zweiten chinesischen Inventars (CGI2; Guo et al., 2015) und der Ersetzung aller CGI1-Umrisszeichnungen durch die aktuelleren CGI2-Umrisszeichnungen im RGI 5.0. In Gebieten ohne CGI2-Abdeckung wurden im RGI 5.0 die Umrisszeichnungen aus dem CGI1 durch die entsprechenden Umrisszeichnungen des GAMDAM-Inventars ersetzt. Durch das zweite chinesische Gletscherinventar stellt die Mehrheit der Umrisszeichnungen auf chinesischem Territorium die Ausdehnung

der Gletscher im Zeitraum 2010–2011 und somit außerhalb des GLIMS-Referenzzeitpunktes 2000 dar.

Betrachtet man allein die Entwicklung der Gletschergrößen über unterschiedliche Gletscherinventare und deren Versionen bei vergleichbaren Referenzzeiträumen hinweg, lässt sich eine markante Streuung mit einer Standardabweichung zwischen $1,9 \text{ km}^2$ bei schutfreien Gletschern und bis zu $86,6 \text{ km}^2$ bei schuttbedeckten Gletschern feststellen (Tabellen 2.2, 2.3). Dabei ist die Spannweite bei dendritischen und zusammengesetzten Talgletschern deutlich größer als bei einfachen Tal- und Kargletschern geringer Größe. Insgesamt zeigt sich bei allen betrachteten Gletschern eine größere Streuung bei der Flächengröße der Akkumulationsgebiete als der der Ablationsgebiete. Dies spiegelt sich auch in dem berechneten Verhältnis der Akkumulations- zur Gesamtfläche (*AAR - Accumulation Area Ratio*) von 43 % bis 66 % bei schuttbedeckten Gletschern wider. Gletscher im Gleichgewicht weisen typischerweise ein AAR von 55 % bis 65 %, Gletscher mit ausgedehnter Schuttbedeckung von $<40 \%$ auf (Beedle et al., 2008). Die AAR für schutfreie Gletscher (Tabelle 2.3) liegen mit Werten zwischen 54 % und 64 % bei allen Inventaren im genannten Bereich. Bei schuttbedeckten Gletschern liegen die Werte indes deutlich über dem Wert von 40 %. Insbesondere der Inylchek-Gletscher zeigt mit Werten zwischen 49 % und 61 % eine Spanne, welche auf die Besonderheiten der dem GAMDAM-Inventar zugrunde liegenden Gletscherdefinition mit dem Auslassen steiler Hangbereiche zurückzuführen ist. Die Unterschiede in den Akkumulationsgebieten des Südlichen Inylchek-, des Tomur- und des Kokar-Gletschers zwischen dem RGI 5.0 und dem Aksu-Tarim-Inventar Version 2 lassen sich auf eine im Vergleich zur ersten Version des Aksu-Tarim-Inventars (siehe RGI 3.2) verbesserte Kartierung von Nunatakkern zurückführen.

Für die in Tabelle 2.2 aufgeführten Gletscher wurde in dieser Arbeit für den Zeitraum 1975–2008 nur eine geringe Flächenabnahme zwischen $0,02 \text{ \% a}^{-1}$ ($1,6 \text{ km}^2$) für den Tomur-Gletscher und $0,14 \text{ \% a}^{-1}$ ($4,6 \text{ km}^2$) für den Kaindy-Gletscher festgestellt (Pieczonka und Bolch, 2015). Spannweiten von $17,5 \text{ km}^2$ sowie $212,8 \text{ km}^2$ (Tabelle 2.2) für den Südlichen Inylchek-Gletscher und den Kaindy-Gletscher liegen deutlich über den dazugehörigen absoluten Flächenänderungen von $-4,5 \text{ km}^2$ und $-11,6 \text{ km}^2$ im Zeitraum 1975–2008. Somit kann die Streuung nicht allein auf einen Gletscherflächenrückgang im Zeitraum 2002–2009 zurückgeführt werden. Längenvariationen von bis 700 m, wie als Folge manueller Gletscherkartierung bei Paul et al. (2013) beschrieben, spiegeln sich auch in der hohen Varianz bei den schuttbedeckten Ablationsbereichen wider (Tabelle 2.2). Mögliche Gründe sind hierbei auch in der Abgrenzung von Thermokarstformen gegenüber schuttbedeckten Gletscherbereichen zu suchen. Bei einer detaillierten Betrachtung der Umriss zeigen sich zudem Fehler, vor allem bei der Ausmaskierung von Nunatakkern und der Inklusion benachbarter Schneefelder zum Gletscher mit der Folge eines höheren AAR und theoretisch positiven Massenbilanzen. Zur weiteren Quantifizierung der Streuung zwischen dem Aksu-Tarim-Gletscherinventar Version 2 und dem RGI 5.0 dient eine Stichprobe von 226 nicht-surgenden Gletschern.

Die im RGI 5.0 enthaltenen Umriss auf chinesischem Territorium entstammen dem CGI2, jene auf kirgischem Staatsgebiet dem GAMDAM-Inventar. Die relativen Unterschiede lie-

Tabelle 2.2: Inventarunterschiede für schuttbedeckte Gletscher in der Inylchek-Tomur-Region

Gletscher		GLIMS		RGI 3.2		RGI 5.0		Aksu-Tarim 2		SD ^e	R ^f
		(km ²)	Jahr	(km ²)	Jahr	(km ²)	Jahr	(km ²)	Jahr	(km ²)	(km ²)
Kaindy	G ^a	101,6	2002	88,4	n.a.	84,1	2002	90,0	2007	6,5	17,5
	Ab ^b	54,9	2002	50,6	n.a.	48,0	2002	50,9	2007	2,5	6,9
	Ak ^c	46,7	2002	37,8	n.a.	36,1	2002	39,1	2007	4,1	10,6
	AAR ^d	0,46		0,43		0,43		0,43			
Inylchek S	G ^a	512,8	2002	300,0	n.a.	373,9	2002	489,7	2007	86,6	212,8
	Ab ^b	232,5	2002	115,5	n.a.	191,7	2002	207,4	2007	43,6	117,0
	Ak ^c	280,3	2002	184,5	n.a.	182,2	2002	282,3	2007	49,0	100,1
	AAR ^d	0,55		0,61		0,49		0,58			
Tomur	G ^a	358,3	2007	342,1	n.a.	358,2	2007	233,8	2009	52,0	124,5
	Ab ^b	189,0	2007	116,8	n.a.	128,2	2007	102,1	2009	33,1	86,9
	Ak ^c	169,3	2007	225,3	n.a.	230,0	2007	131,7	2009	40,8	98,3
	AAR ^d	0,47		0,66		0,64		0,56			
Koxkar	G ^a	86,9	2007	62,9	n.a.	86,9	2007	62,7	2009	12,1	24,2
	Ab ^b	43,3	2007	31,1	n.a.	38,1	2007	31,2	2009	5,1	12,2
	Ak ^c	43,6	2007	31,8	n.a.	48,8	2007	31,5	2009	7,5	17,3
	AAR ^d	0,50		0,51		0,56		0,50			

^a Gesamtfläche; ^b Ablationsgebiet; ^c Akkumulationsgebiet;

^d Verhältnis Akkumulations- zu Gesamtfläche; ^e Standardabweichung; ^f Spannweite (Range)

Tabelle 2.3: Inventarunterschiede für schuttfreie Talgletscher im Ak-Shirak-Massiv

Gletscher		GLIMS		RGI 3.2		RGI 5.0		Aksu-Tarim 2		SD ^e	R ^f
		(km ²)	Jahr	(km ²)	Jahr	(km ²)	Jahr	(km ²)	Jahr	(km ²)	(km ²)
Petrov	G ^a	59,0	2002	60,0	n.a.	62,2	2002	63,8	2007	1,9	4,8
	Ab ^b	24,2	2002	27,4	n.a.	27,7	2002	27,7	2007	1,5	3,5
	Ak ^c	34,8	2002	32,6	n.a.	34,5	2002	36,1	2007	1,3	3,5
	AAR ^d	0,59		0,54		0,55		0,57			
Dschanansu	G ^a	23,9	2002	19,7	n.a.	23,2	2002	22,6	2007	1,6	4,2
	Ab ^b	9,8	2002	9,1	n.a.	10,2	2002	9,7	2007	0,4	1,1
	Ak ^c	14,1	2002	10,6	n.a.	13,0	2002	12,9	2007	1,3	3,5
	AAR ^d	0,59		0,54		0,56		0,57			
Kaindy A	G ^a	20,3	2002	15,2	n.a.	18,8	2002	18,7	2007	1,9	5,1
	Ab ^b	8,2	2002	6,0	n.a.	7,1	2002	6,7	2007	0,8	2,2
	Ak ^c	12,1	2002	9,2	n.a.	11,7	2002	12,0	2007	1,2	2,9
	AAR ^d	0,60		0,61		0,62		0,64			

^a Gesamtfläche; ^b Ablationsgebiet; ^c Akkumulationsgebiet;

^d Verhältnis Akkumulations- zu Gesamtfläche; ^e Standardabweichung; ^f Spannweite (Range)

gen für die gesamte Stichprobe bei 32 %, wobei deutliche Unterschiede zwischen Ablations- und Akkumulationsgebieten zu Tage treten (Tabelle 2.4). Bei Gletschern über 10 km² wurde zudem eine weitere Differenzierung hinsichtlich schuttbedeckter und schutfreier Gletscher vorgenommen. Hierbei zeigt sich bei letzteren in den Ablationsgebieten eine sehr gute Übereinstimmung mit einer mittleren Abweichung von 5 %, während bei schuttbedeckten Gletscherzungen Flächenunterschiede von 40 % im Mittel gemessen wurden. Größere Unterschiede zwischen den Inventaren mit mittleren Differenzen von 60 %, welche die bereits genannten Probleme hinsichtlich der Ausmaskierung vorhandener Nunatakker und der Abgrenzung in den steilen Hanglagen verdeutlichen, finden sich vor allem in den Akkumulationsgebieten.

Tabelle 2.4: Durchschnittlicher Flächenunterschied zwischen dem RGI 5.0 und dem Aksu-Tarim-Gletscherinventar Version 2 für nicht-surgende Gletscher

	Mittelwert	Total	< 1 km ²	≥ 10 km ²
Gesamt	\bar{G}	32,4%	29,4%	42,7%
Gesamt ohne Schutt	$\bar{G}_{\setminus S}$	31,0%	29,4%	13,1%
Gesamt mit Schutt	\bar{G}_S	57,1%		56,1%
Akkumulationsgebiete	$\bar{A}k$	57,8%	67,8%	58,9%
Ablationsgebiete	$\bar{A}b$	48,6%	44,6%	29,8%
Ablationsgebiete ohne Schutt	$\bar{A}b_{\setminus S}$	48,8%	44,6%	5,9%
Ablationsgebiete mit Schutt	$\bar{A}b_S$	45,5%		40,7%

Wenige Studien existieren bisher zu den Auswirkungen heterogener Gletscherumrisslinien auf die Quantifizierung von Gletscherveränderungen. Fehler in der Abgrenzung der Akkumulationsgebiete wirken sich vorrangig auf Gletschervolumen- und Gletschermassenbilanzstudien aus. Die Auswirkungen unterschiedlicher Kartiererergebnisse auf letztere zeigen Beedle et al. (2008). Am Beispiel des Bering-Gletschers fanden sie Unterschiede von bis zu 300 % bei den modellierten gletscherspezifischen Gletschermassenbilanzen bei Flächenunterschieden von etwa 60 % (vorrangig in den Akkumulationsgebieten). Fehler in der Abgrenzung der Akkumulationsgebiete können bei der Bestimmung von Flächenveränderungen häufig vernachlässigt werden. Ausgehend von einer Referenzkartierung werden bei der Ermittlung von Flächenveränderungen im Regelfall nur Anpassungen in den Ablationsbereichen vorgenommen. Auswirkungen auf die Änderungsrate haben hierbei vor allem Fehlerinterpretationen bei schuttbedeckten Gletscherzungen hinsichtlich der Unterscheidung stagnierender - zum Gletscher dazugehöriger - Bereiche gegenüber sämtlichen Formen von Thermokarst. Ergebnis davon sind scheinbar stagnierende Gletscherfronten (Beedle et al., 2008).

2.4 Gletschermassenbilanz und Gletschereismächtigkeit

Die Methoden um Gletscherveränderungen zu messen sind sehr heterogen und reichen vom langjährigen Monitoring einzelner Gletscher über fernerkundliche Verfahren bis hin zur Rekonstruktion von Gletscherständen mit Hilfe von Moränenständen (Zhou und Chen, 2011). Lage, Größe und Topographie des Gletschers sind Faktoren, welche maßgeblich die Methodik zur Bestimmung von Gletschermassenbilanzen und Gletschereismächtigkeiten bestimmen. In diesem Kapitel soll ein detaillierterer Blick auf fernerkundungs- und geländebasierte Messmethoden geworfen werden, als dies in den veröffentlichten Artikeln möglich war.

2.4.1 Methoden zur Bestimmung der Gletschermassenbilanz

Die Gletschermassenbilanz beschreibt im Allgemeinen das Verhältnis zwischen Masseneintrag und Massenverlust. Neben realen können auch scheinbare Massenveränderungen auftreten, verursacht durch Verdichtung, durch das Wiedergefrieren von Schmelzwasser in kälteren Firnschichten oder durch die raum-zeitliche Dynamik von Gletscherspalten. Diese Prozesse bewirken eine Volumenänderung bei gleichzeitiger Massenerhaltung. Die erstgenannten Prozesse wirken sich vorrangig in den Akkumulationsgebieten aus, während sich Veränderungen im Auftreten von Gletscherspalten als Folge der Gletscherdynamik auch im Ablationsgebiet durch eine Abnahme der mittleren Gletscherdichte in der Massenbilanz abbilden. Eine detaillierte Betrachtung dieser Prozesse wird in Fischer (2011) gegeben.

Die in zahlreichen Artikeln vorgeführten Vergleiche zwischen geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen weisen mehrheitlich eine gute Übereinstimmung zwischen direkten (glaziologischen) und indirekten (geodätischen) Messmethoden auf (Cox und March, 2004; Wang et al., 2014). Für sechs österreichische Gletscher bestimmte Fischer (2011) eine mittlere geodätische Massenbilanz von $-0,5 \text{ m w.e. a}^{-1}$ und eine durchschnittliche glaziologische Massenbilanz von $-0,4 \text{ m w.e. a}^{-1}$. Am Beispiel des zentralen Tuyuksu-Gletschers fanden Hagg et al. (2004) Massenbilanzwerte von $-12,6 \text{ m w.e.}$ mit der geodätischen Methode und $-16,8 \text{ m w.e.}$ mit der glaziologischen Methode über einen Zeitraum von jeweils 40 Jahren. Die Differenz von $-4,2 \text{ m w.e.}$ führten sie auf Messfehler bei der glaziologischen Methode zurück. Ebenfalls über einen Zeitraum von 40 Jahren ermittelten Zemp et al. (2010) für den Storglaciären eine geodätische Massenbilanz von $-9,8 \text{ m w.e.}$ und eine glaziologische von $-7,9 \text{ m w.e.}$. Cogley (2009) analysierten 344 Gletscher mit direkten und 327 mit geodätischen Massenbilanzmessungen, wobei 59 Gletscher durch beide Verfahren untersucht wurden. Während die Anzahl der untersuchten Gletscher bei beiden Verfahren vergleichbar ist, decken geodätische Massenbilanzen viermal mehr Bilanzjahre ab als glaziologische Massenbilanzzeitreihen (16 383 vs. 4 146). Insgesamt fanden Cogley (2009) bei Unterschieden von teilweise mehr als 1 m w.e. jedoch keine systematischen Abweichungen zwischen beiden Methoden.

Neben der glaziologischen und der geodätischen Methode steht als drittes Verfahren die hydrologische Massenbilanzbestimmung zur Verfügung (Tangborn et al., 1971). Das Massenbudget für ein Einzugsgebiet ergibt sich dabei durch Subtraktion des Abflusses und der Evapotranspi-

ration vom Niederschlag. Bei Anwendung des Niederschlag-Abfluss-Modells HBV-ETH auf das Tuyuksu-Einzugsgebiet fanden Hagg et al. (2004) signifikante Abweichungen zwischen hydrologischer und glaziologischer Methode, zurückzuführen vorrangig auf Unsicherheiten in den zugrunde liegenden Niederschlags- und Abflussdaten. Im Folgenden liegt der Fokus deshalb auf den für diese Arbeit relevanten geodätischen und glaziologischen Methoden zur Massenbilanzmessung und deren Vergleichbarkeit.

Die glaziologische Methode ist eine direkte Messmethode, da sie auf Grundlage von Ablationsstangen und Schneeprofilen direkt auf dem Gletscher durchgeführt wird. Gemessen wird hier für gewöhnlich der Masseneintrag und der Massenverlust auf die Gletscheroberfläche, aus welchem im Ergebnis die Massenbilanz des Gletschers abgeleitet wird. Referenzzeitraum ist hierbei das hydrologische Jahr, beginnend am Ende der Ablationsperiode am 01. Oktober des Vorjahres bis zum 30. September des Folgejahres. Ablation, d. h. Massenverlust, wird über sogenannte Ablationsstangen gemessen und mittels einer angenommenen Eisdichte von im Normalfall $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ in das entsprechende Wasseräquivalent umgerechnet (Huss, 2013). Der Masseneintrag durch Schnee und dessen Dichte wird im Gegenzug durch Schneeprofile ermittelt (Beedle et al., 2014; Kronenberg et al., 2016). Die glaziologische Massenbilanz ist eine Oberflächenmassenbilanz und berücksichtigt keine Massenveränderungen unterhalb der sichtbaren Oberfläche, beispielsweise intra- oder subglaziales Schmelzen. Hauptfehlerquellen bei der glaziologischen Methode sind Messfehler (zufällige Fehler) und methodische Fehler (systematische Fehler). Zufällige Fehler entstehen beispielsweise durch die Verwendung von Stangen zur Messung der Akkumulation und deren Einsinken in darunterliegende Firnschichten (Zemp et al., 2010). Systematische Fehler entstehen vorrangig durch eine unzureichende Zahl an Ablationsstangen und durch Vernachlässigung interner Akkumulation durch einsickerndes Wasser in die Firnschicht des Vorjahres. Dessen Anteil an der Gesamtakkumulation konnte am Beispiel des Tuyuksu-Gletschers mit 6% bis 7% bestimmt werden (Hagg et al., 2004). Im Unterschied zur geodätischen Methode ist die glaziologische ein punktbasiertes Messverfahren, dessen Messergebnisse (spezifische Gletschermassenbilanz) abschließend über die gesamte Gletscherfläche inter- und extrapoliert werden (Hock und Jensen, 1999). Damit hängt die Aussagekraft der gletscherweiten Massenbilanz maßgeblich von der Anzahl und der Standortwahl der Messpunkte ab. So umfasst das Messnetzwerk am Tuyuksu-Gletscher neben 150-180 homogen über den gesamten Gletscher verteilter Stangen, mit Ausnahme steiler Bereiche, fünf Schneeschächte zur Dichtebestimmung, welche sich entlang der zentralen Fließlinie des Gletschers befinden (Hagg et al., 2004). Insbesondere bei großen, schwer zugänglichen Gletschern ist eine homogene Verteilung der Messstandorte schwierig, weswegen sich in den Datenbanken des WGMS vorrangig glaziologische Massenbilanzwerte zu Gletschern kleiner ($<1 \text{ km}^2$) und mittlerer Größe (1 km^2 bis 5 km^2) finden. Die Messgenauigkeit jährlicher Massenbilanzen wird bei der direkten Methode in der Literatur mit 0,1 m w.e. bis 0,3 m w.e. spezifiziert (Krimmel, 1999; Fischer, 2011).

Auf der anderen Seite steht mit der geodätischen Methode eine indirekte Messmethode, für welche sich auch die Begriffe der photogrammetrischen, der topographischen und der Karten-

vergleichsmethode etabliert haben (Tangborn et al., 1971; Hagg et al., 2004). Grundprinzip ist der auch in dieser Arbeit durchgeführte Vergleich multi-temporalen Geländemodelle. Die dabei gemessenen Höhenänderungen werden neben Akkumulation und Ablation auch durch die Bewegung des Gletschers reguliert. Die geodätische Methode besitzt daher nur für den gesamten Gletscher Aussagekraft unter der Annahme, dass der Eisfluss keine Auswirkungen auf die Masse des Gletschers hat (Beedle et al., 2014). Die Genauigkeit der geodätischen Methode liegt bei gleichem Bezugssystem, exakter relativer Lage der verwendeten Geländemodelle und unter Vernachlässigung glaziologischer Prozesse je nach Qualität der verwendeten Daten (Maßstabsbereich, räumliche Auflösung, geometrische Genauigkeit) im Bereich von 1 m w.e. bei photogrammetrischen Daten (Cox und March, 2004; Thibert et al., 2008) bis zu 0,02 m w.e. bei Verwendung von Airborne-Laser-Scanning-Systemen (Fischer, 2011). Allerdings können Fehler in Akkumulationsgebieten/Firngebieten mit geringem Kontrast deutlich über den für das Gesamthöhenmodell angegebenen Genauigkeiten liegen. Das zeitliche Auflösungsvermögen geodätischer Massenbilanzen wird hauptsächlich durch den zeitlichen Abstand der verwendeten Höhendaten und den absoluten Höhenfehler definiert. Cogley (2009) geben die zeitliche Auflösung der geodätischen Methode unter Berücksichtigung von Unsicherheiten bei der angenommenen Eisdichte und den Höhendifferenzwerten mit etwa drei Jahren an. Für den in der vorliegenden Arbeit als Vergleichsgletscher verwendeten Karabatkak-Gletscher besitzt die geodätische Methode eine zeitliche Auflösung von ungefähr 9-10 Jahren, bei einem absoluten Höhenfehler von etwa 7,4 m.

Die Vergleichbarkeit glaziologischer und geodätischer Massenbilanzen wird in zahlreichen Veröffentlichungen (Cox und March, 2004; Hagg et al., 2004; Cogley, 2009; Zemp et al., 2010) diskutiert. Streng genommen sind direkte und geodätische Massenbilanzen nicht vollständig vergleichbar, da es sich je nach Methode um eine Überlagerung unterschiedlicher Prozesse handelt. Zudem zeigte sich, dass längere Zeitreihen nicht automatisch in einer größeren Übereinstimmung zwischen geodätischer und glaziologischer Methode resultieren (Fischer, 2011). Am Beispiel des Karabatkak-Gletschers konnte in der vorliegenden Arbeit bei einem Beobachtungszeitraum von 25 Jahren eine Differenz von $0,07 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ($1,75 \text{ m w.e.}$) zwischen beiden Methoden gefunden werden, womit die direkt gemessene Massenbilanz innerhalb des Unsicherheitsbereichs der geodätischen Massenbilanz liegt (Tabelle 2.5). Krimmel (1999) stellte fest, dass die Abweichung zwischen beiden Methoden insbesondere bei stark negativen Massenbilanzen zunimmt, während die Differenz bei Gletschern im Gleichgewicht am geringsten ist. Zum Tragen kommt hierbei zum einen die Annahme einer konstanten Dichte bei der geodätischen Methode. Auf der anderen Seite misst die direkte Methode bei hoher Genauigkeit und hoher zeitlicher Auflösung nur die Oberflächenbilanz, während in die geodätische Bilanz auch die Auswirkungen intra- und subglazialer Prozesse einfließen (Fischer, 2011). Stark negative Massenbilanzen können insbesondere bei temperierten Gletschern auf signifikantes basales Schmelzen, verstärkt durch subglaziale Schmelzwasserströme, hinweisen. Dieses kann nicht durch direkte Massenbilanzmessungen gemessen werden, sondern einzig durch die geodätische Methode, sofern es sich in einer Höhenänderung bemerkbar macht. Die direkt

gemessene Massenbilanz für den Karabatkak-Gletscher ist mit $-15,9$ m w.e. vergleichbar zur geodätisch gemessenen Bilanz von $-14,0$ m w.e., womit sich keine Rückschlüsse auf basales Schmelzen ziehen lassen. Ein weiterer, die Vergleichbarkeit beeinflussender Faktor, stellt das Fehlen jeglicher Dichtemessungen bei der geodätischen Methode dar (Krimmel, 1999). Generell ergeben sich Dichteunterschiede aufgrund der Höhenspanne eines Gletschers. Zusätzlich wirken sich die Gletscherdynamik sowie intra- und subglaziales Schmelzen auf die Dichte aus. Die Dichte von Schnee liegt im Bereich von 100 kg m^{-3} bis 500 kg m^{-3} , jene von Eis bei etwa 900 kg m^{-3} . Folglich kann zwischen zwei Zeitschnitten die Dichte um bis zu 800 kg m^{-3} variieren. Im Unterschied zur direkten Methode kann die Dichte bei der geodätischen Methode mangels Feldevidenz unter Vernachlässigung raum-zeitlicher Variationen nur abgeschätzt werden. Dabei unterscheidet man zwei Vorgehensweisen. Im ersten Fall wird für den gesamten Gletscher eine mittlere Dichte von 850 kg m^{-3} angenommen (Huss, 2013), welche geringere Dichten in den Akkumulationsgebieten und höhere in den Ablationsgebieten gleichermaßen berücksichtigt. Im zweiten Fall werden getrennt nach Akkumulations- und Ablationsgebiet (Hagg et al., 2004) bzw. Firn- und Eisgebiet (Krimmel, 1999; Fischer, 2011) unterschiedliche Dichten von 650 kg m^{-3} für Firn und 900 kg m^{-3} für Eis verwendet. Nach Hagg et al. (2004) ist die Unterteilung in Firn und Eis zu bevorzugen, da Volumenänderungen vorrangig an der Oberfläche stattfinden, wo diese Unterscheidung real existiert. Zudem werden sie auch bei der glaziologischen Methode berücksichtigt. Bereiche unterschiedlicher Dichten werden oftmals auf Basis der Gleichgewichtslinie bestimmt. Allerdings ist das dadurch abgetrennte Akkumulationsgebiet nicht identisch mit den Firnbereichen eines Gletschers und die wiederum sind nicht automatisch identisch mit den Gebieten mit Massenzuwachs. Mit der Medianhöhe als Annäherung der Trennlinie zwischen Bereichen mit Massenzuwachs und Massenabnahme zeigt sich am Beispiel des Karabatkak-Gletschers eine Diskrepanz von $0,03 \text{ m w.e. a}^{-1}$. Unterschiedliche Dichteannahmen (Tabelle 2.5) können daher nicht die Diskrepanz zwischen der glaziologischen und geodätischen Methode erklären. Neben basalem Schmelzen und Dichteunterschieden kann saisonaler Schnee in Kombination mit der angenommenen Dichte in unterschiedlichen Massenbilanzwerten resultieren. In Anbetracht des Beobachtungszeitraums von 26 Jahren wird dieser Effekt am Karabatkak-Gletscher jedoch als vernachlässigbar angesehen.

Die Unsicherheit geodätischer Massenbilanzen u_M unter Einbeziehung glaziologischer Prozesse ergibt sich nach Fischer (2011) durch:

$$u_M = \sqrt[2]{u_V^2 + u_S^2 + u_B^2 + u_D^2 + u_H^2} \quad (2.1)$$

mit der Unsicherheit durch Verdichtung u_V ($0,1 \text{ m w.e. a}^{-1}$), durch saisonalen Schnee u_S ($0,1 \text{ m w.e. a}^{-1}$), durch basales Schmelzen u_B ($0,5 \text{ m w.e. a}^{-1}$), durch die angenommene Eisdichte u_D (60 kg m^{-3}) und durch den Höhenfehler u_H .

Da zusätzlich zur reinen Oberflächenbilanz auch sub- und intraglaziale Schmelzprozesse bei der geodätischen Massenbilanz berücksichtigt werden, ist diese zur Abschätzung des Beitrags

Tabelle 2.5: Vergleich glaziologischer b_{glaz} und geodätischer b_{geo} Gletschermassenbilanzen und deren Unsicherheiten u mit unterschiedlichen Dichteannahmen

	Glaziologisch		Geodätisch			
	b_{glaz} m w.e. a^{-1}	u_{glaz} m w.e. a^{-1}	$b_{\text{geo}}^{\text{a}}$ m w.e. a^{-1}	$b_{\text{geo}}^{\text{b}}$ m w.e. a^{-1}	$u_{\text{geo}}^{\text{c}}$ m w.e. a^{-1}	$u_{\text{geo}}^{\text{d}}$ m w.e. a^{-1}
Karabatkak	-0,61	$\pm 0,01$	-0,54	-0,51	$\pm 0,25$	$\pm 0,72$

^a angenommene Eisdichte von 850 kg m^{-3} ;

^b angenommene Dichte von 900 kg m^{-3} für Eis (Ablationsbereiche) und 650 kg m^{-3} für Firn (Akkumulationsbereiche);

^c exkl. glaziologischer Prozesse;

^d inkl. glaziologischer Prozesse

der Gletscher zum Meeresspiegelanstieg geeignet. Die glaziologische Methode indes dient vorrangig zur Detektion hochaufgelöster jährlicher und saisonaler räumlicher Muster (Hagg et al., 2004) und zum besseren Verständnis von Gletscherschmelzprozessen (Fischer, 2011). Die Repräsentativität der auf Einzelgletschern basierenden glaziologischen Massenbilanzzeitreihen für großräumige Regionen hängt in hohem Maße von der Wahl der Bezugsgletscher ab. So zeigten Gardner et al. (2013), dass Gletscher mit glaziologischen Massenbilanzzeitreihen vorrangig in Bereichen mit höheren Massenverlusten liegen, verglichen mit dem jeweiligen regionalen Durchschnitt. Somit hat deren Übertragung auf regionale Ebene eine signifikant negative Verzerrung zur Folge. Regionale Untersuchungen kommen damit nicht umhin, auf fernerkundungsbasierte Methoden zur Ableitung geodätischer Massenbilanzen zurückzugreifen, um die Ergebnisse der glaziologischen Methode zu überprüfen und zu validieren.

2.4.2 Methoden zur Abschätzung der Gletschereismächtigkeit

Voraussetzung für ein nachhaltiges Wassermanagement ist neben dem Wissen über den Massenzuwachs und den Massenverlust eines Gletschers das Wissen über das darin absolut gespeicherte Eisvolumen.

Die Eisdicke kann feldbasiert, auf Grundlage fernerkundlich erhobener Informationen sowie durch Verfahren, welche sowohl In-situ-Daten als auch fernerkundliche Daten in komplexen physikalischen Modellen kombinieren, ermittelt werden.

Feldbasierte Verfahren zur Ermittlung der Eisdicke lassen sich in die Gruppe der direkten und der geophysikalischen Verfahren unterteilen. Direkte Methoden umfassen Bohrlöcher, welche zwar exakte, jedoch nur punktuelle Messungen ermöglichen. Zur Gruppe der geophysikalischen Verfahren gehören das Bodenradar, seismische und gravimetrische Verfahren (Gärtner-Roer et al., 2014). Im Unterschied zur direkten Methode erlauben das Bodenradar und seismische Verfahren auch die Messung von Profilen, wobei allerdings insgesamt nur räumlich begrenzte Messungen erzielt werden, welche zur Volumenabschätzung über den gesamten Gletscher inter- und extrapoliert werden müssen (Fischer, 2009). Die genannten Verfahren sind jedoch alle arbeitsintensiv und unterliegen topographisch bedingten Einschränkungen. In

der Gletscherdickendatenbank (GlaThiDa; Gärtner-Roer et al., 2014) finden sich Eisdickenangaben auf Grundlage von Bodenradarmessungen für eine Vielzahl von Gletschern Zentralasiens. Allerdings sind die darin ausgewiesenen Werte nur Maximal- und Durchschnittswerte bezogen auf den gesamten Gletscher, welche keine Aussagen hinsichtlich der räumlichen Verteilung erlauben. Zudem ist deren Aussagekraft für den gesamten Gletscher, in Abhängigkeit von der Dichte der Messungen und der Gletschertopographie, zweifelhaft (Linsbauer et al., 2012). Die Abschätzung des gesamten Eisvolumens erfordert daher Methoden, die Eismächtigkeitsmodellierungen mit begrenzter Verfügbarkeit von In-situ-Messungen ermöglichen.

Das am meisten verbreitete Verfahren zur Abschätzung des absoluten Eisvolumens stellt das *Volume-Area-Scaling* dar (Bahr et al., 1997; Grinsted, 2013). Das Volumen (V) berechnet sich hierbei auf Grundlage eines festen Verhältnisses zur Gletscherfläche (A) unter Annahme eines Gletschers im Gleichgewicht. Es benötigt als Eingangsdaten im einfachsten Fall lediglich Gletscherumrisse, welche durch das RGI- und GLIMS-Inventar annähernd global zur Verfügung stehen. Generell wird in der Literatur zwischen V-A-Beziehungen für alpine Gletscher und für Eiskappen unterschieden (Radić und Hock, 2010; Grinsted, 2013). Die allgemeine Form des V-A-Scalings lautet:

$$V = k * A^\gamma \quad (2.2)$$

Zur Bestimmung der Parameter k und γ nutzen Bahr et al. (1997) Prinzipien der Eisdynamik. Grinsted (2013) wiederum verwenden verfügbare Eisdickenmessungen, um einen Zusammenhang zwischen Gletscherfläche und Volumen herzustellen, wobei vorhandene Eisdickenmessungen oftmals auf die zugänglichen Gletscherregionen begrenzt sind und schwer erreichbare Areale ausschließen (Haeberli, 2016). Um die Robustheit ihrer Regression zu steigern, nutzen sie für ihre Regression den Schätzer der kleinsten absoluten Abweichungen, welcher die Summe der absoluten Abweichungen minimiert. Dieser ist, verglichen mit der Methode der kleinsten Quadrate, robuster gegenüber Ausreißern. Zudem ist er für asymmetrische Verteilungen geeignet. Somit berücksichtigt er auf der einen Seite das Übergewicht von Gletschern kleiner und mittlerer Größe, welche den Großteil existierender Beobachtungen bilden. Auf der anderen Seite werden dadurch Abweichungen bei großen Gletschern ($>100 \text{ km}^2$), welche den Großteil des globalen Eisvolumens beinhalten (Huss und Farinotti, 2012; Frey et al., 2014), minimiert. Die Beziehung zwischen Volumen und Fläche wird im Regelfall mit Lokalbezug bzw. Regionalbezug bestimmt. Am Beispiel Zentralasiens geht es auf lokaler Ebene hinunter bis zu einzelnen Gebirgsketten (Altai, Qilian Shan). Jedoch finden sich in der Literatur auch universale Gleichungen, welche zusätzlich eine weitere Unterteilung in unterschiedliche Gletschergrößenklassen vornehmen (Tabelle 2.6).

Die Beispielrechnung in Tabelle 2.6 zeigt bei einer angenommenen Gletscherfläche von 100 km^2 eine Spanne beim Volumen von $9,2 \text{ km}^3$ bis $27,0 \text{ km}^3$. Durch die Form der Skalierung ist das Volumen von Gletscherkomplexen zudem in hohem Maße von der zugrunde liegenden Gletscherfläche abhängig. Bei zusammengesetzten Talgletschern ergeben sich daher, in Ab-

Tabelle 2.6: Volume-Area-Scaling-Beziehungen unterschiedlicher Studien für Zentralasien und das daraus resultierende Volumen für eine Beispielfläche von 100 km²

Studie	Gleichung	Regionaler Bezug	Volumen
Erasov (1968)	$0,027 * A^{1,5}$	Zentralasien	27,0 km ³
Grinsted (2013)	$0,043 * A^{1,29}$	Universal	16,3 km ³
Grinsted (2013)	$0,054 * A^{1,2}$	A > 25 km ²	13,6 km ³
Huss und Farinotti (2012)	$0,026 * A^{1,128}$	Zentralasien	9,2 km ³
Macheret et al. (1988)	$0,0298 * A^{1,379}$	Altai und Tien Shan	17,1 km ³
Liu et al. (2003)	$0,04 * A^{1,35}$	Qilian und Tien Shan	20,0 km ³
Su et al. (1984)	$-0,0113 * A + 0,0532 * A^{1,3}$	Tien Shan	20,0 km ³

hängigkeit davon, ob das Volumen aus der Gesamtfläche des Gletscherkomplexes oder aus der Summe der Volumen der Einzelgletscher (Haupt- und Nebengletscher) abgeschätzt wird, um bis zu 80 % abweichende Ergebnisse (Huss und Farinotti, 2012). Flächenvariationen in den zugrunde liegenden Gletscherinventaren haben indes nur geringe Auswirkungen auf das abgeschätzte Volumen (Frey et al., 2014). Volumenabschätzungen von Einzelgletschern sind dennoch oftmals von hohen Unsicherheiten begleitet (Haeberli, 2016), deren Höhe in erster Linie von der für die Kalibrierung verwendeten Gletscherstichprobe abhängt. Das *V-A-Scaling* tendiert in Abhängigkeit von der Größe und Steilheit eines Gletschers insgesamt zur Überschätzung des Eisvolumens von Einzelgletschern von 8 % bis 50 % (Huss und Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Frey et al., 2014; Gärtner-Roer et al., 2014), weswegen es vorrangig für Volumenabschätzungen auf regionaler bis globaler Ebene eingesetzt werden sollte (Haeberli, 2016). Während *V-A-Scaling*, die Topographie eines Gletschers vernachlässigend, lediglich eine Abschätzung der mittleren Eisdicke eines Gletschers ermöglicht, liefern Modelle auf Basis der *Shallow Ice Approximation (SIA)*, welche auf neigungsbasierten Ansätzen oder auf der Annahme eines laminaren Flusses beruhen, zusätzlich Angaben zur räumlichen Verteilung der Eisdicke.

Einfache neigungsbasierte Ansätze machen sich den Umstand einer vom Massenumsatz und folglich von der Höhenspanne eines Gletschers abhängigen mittleren basalen Scherspannung zu Nutze (Linsbauer et al., 2012; Frey et al., 2014). Maximal gemessene basale Scherspannungen bewegen sich zwischen 150 kPa und 200 kPa (Haeberli, 2016). Die Obergrenze für die mittlere basale Scherspannung von 150 kPa zeigt bei vielen Studien eine gute Übereinstimmung in Bezug auf die mittlere Gletscherdicke und das Volumen (Linsbauer et al., 2012; Frey et al., 2014), allerdings tragen die Ansätze der räumlichen Heterogenität der basalen Scherspannung innerhalb eines Gletschers (Marshall et al., 2011) keine Rechnung. Um die laterale Zugspannung zu berücksichtigen, integrierten Li et al. (2012) zusätzlich einen Formparameter. Die Berechnung der Eisdicke erfolgt dabei sowohl bei Linsbauer et al. (2012) als auch bei Li et al. (2012) entlang von Längsprofilen und Fließlinien. Um die Notwendigkeit der Fließlinienerzeugung zu umgehen, entwickelten Frey et al. (2014) den Ansatz auf Basis von über den Gletscher zufällig verteilten Punkten weiter. Durch Variationen bei der Obergrenze der

mittleren basalen Scherspannung um ± 30 kPa sowie beim Formparameter fanden Frey et al. (2014) Volumenunterschiede zwischen -30% und $+40\%$. Bei Gletschern ohne Schuttbedeckung lagen die aus neigungsbasierten Verfahren resultierenden Unsicherheiten bei etwa 30% , wobei Gärtner-Roer et al. (2014) eine allgemeine Überschätzung der ermittelten Eisvolumen um 20% bis 30% feststellten. Nachteil der genannten Verfahren ist die Vernachlässigung der Massenerhaltung.

Komplexere Verfahren berücksichtigen daher zusätzlich den Massenfluss und die Massenkontinuität bei der Berechnung der Eisdicke durch Umkehrung des Glenschen Fließgesetzes (Farinotti et al., 2009; Huss und Farinotti, 2012). Massenkontinuität besagt hierbei, dass die Oberflächenmassenbilanz durch den Massenfluss und die Dickenveränderung ausgeglichen werden muss. Der Massenfluss ergibt sich im Allgemeinen anhand der über die Gletscherdicke gemittelten horizontalen Geschwindigkeit, der entsprechenden Eisdicke und der mittleren Materialdichte. Der Massenfluss erreicht bei alpinen Talgletschern sein Maximum im Bereich der Gleichgewichtslinie und nimmt nachfolgend, aufgrund eines zunehmenden Massenverlusts im Ablationsgebiet, bis zum Gletscherende ab. In Summe gleicht damit der Massenverlust im Ablationsgebiet den Masseneintrag im Akkumulationsgebiet vollständig aus. Abweichungen hiervon in positiver oder negativer Richtung führen dementsprechend zu einem Gletscherwachstum bzw. einem Gletscherrückgang und kennzeichnen einen Gletscher im Ungleichgewicht. Um die Eisdicke aus dem Eisvolumenfluss abzuschätzen, sind Angaben über die räumliche Verteilung der Eisdickenveränderungsrate und der Oberflächenmassenbilanz, welche bei Gletschern im Gleichgewicht der tatsächlichen Massenbilanz entspricht, erforderlich. Feldbasierte Massenbilanzmessungen sind, wie bereits gezeigt, limitiert. Zur Abschätzung der *offensichtlichen* Massenbilanz, d. h. der Differenz zwischen der tatsächlichen Massenbilanz und der Dickenveränderungsrate, verwenden Farinotti et al. (2009) sowie Huss und Farinotti (2012) gletscherindividuelle, die Kontinentalität einbeziehende, vertikale Massenbilanzgradienten. Multipliziert mit dem vertikalen Abstand zur Höhe der Gleichgewichtslinie erhalten sie für jede Zelle innerhalb des Gletschers einen positiven Massenbilanzwert im Akkumulationsgebiet und einen negativen im Ablationsgebiet. Zur Vermeidung extremer Akkumulationsraten bei Gletschern großer Höhenspanne definieren Huss und Farinotti (2012) zusätzlich eine maximale Akkumulationsrate bei einem vertikalen Abstand zur Gleichgewichtslinie von 700 m. Der spezifische Eisvolumenfluss für jeden Punkt entlang der Fließlinie ergibt sich folgerichtig durch Aufsummierung der *offensichtlichen* Massenbilanzen aller zum Fluss an der entsprechenden Stelle beitragenden Pixel. Basales Gleiten wird bei Farinotti et al. (2009) durch einen Korrekturfaktor berücksichtigt, der anhand vorhandener Eisdickenmessungen kalibriert wird. Ebenso wird der abschirmenden Wirkung einer etwaigen Schuttbedeckung Rechnung getragen. Die Unsicherheiten in Bezug auf das modellierte Eisvolumen werden hierbei, lokal betrachtet, zwischen 8% und 25% (Farinotti et al., 2009; Frey et al., 2014), auf globaler Ebene mit 12% (Huss und Farinotti, 2012) angegeben. McNabb et al. (2012) indes modellieren den Volumenfluss auf Grundlage von aus multi-temporalen Satellitenbilddaten abgeleiteten Oberflächengeschwindigkeiten, deren Verhältnis zur tiefengemittelten Geschwindigkeit, der

Breite der Bezugsfläche, durch welche der Volumenstrom erfolgt, und der Eisdicke. Somit erfordert der Ansatz, in Abhängigkeit von der Größe der Bezugsfläche, Annahmen zur Eisdicke. Schließt die Bezugsfläche mit der Gletschergrenze ab, ist die Annahme von 0 m Eisdicke ausreichend. Über den Gletscher verteilt erfolgt die Abschätzung der Eisdicke schließlich auf Basis des Massenerhaltungsgesetzes und des Volumenstroms. Neben näherungsweise Annahmen zur Eismächtigkeit an der Bezugsflächengrenze, erfordert der Ansatz zusätzliche Informationen zur Oberflächenmassenbilanz, zur Dickenveränderungsrate sowie zur Oberflächengeschwindigkeit. Am Beispiel des Columbia-Gletschers in Alaska zeigte der Ansatz eine zufriedenstellende Übereinstimmung mit radarbasierten Eisdickenmessungen mit einer mittleren Abweichung von 5 m (McNabb et al., 2012).

Vorteil modellbasierter Ansätze, welche räumlich verteilte Ergebnisse liefern, ist deren direkte Vergleichbarkeit mit In-situ-Eisdickenmessungen (Frey et al., 2014; Haeberli, 2016). Feldbasierte Messungen können somit zur Kalibrierung und Validierung der vorgestellten Modelle herangezogen werden. Ein Vergleich der vorgestellten Ansätze mit direkten Eisdickenmessungen für unterschiedliche Gletschertypen zeigte die höchste Übereinstimmung bei kalten Talgletschern einfacher Form und kleiner Größe ($<5 \text{ km}^2$; Gärtner-Roer et al., 2014). Vorteilhaft wirkt sich hier das Fehlen basalen Gleitens aus. Hinsichtlich der zeitlichen Dynamik erfordert der Vergleich unterschiedlicher Volumenabschätzungen zudem die Trennung zwischen realen Volumenänderungen und Änderungen infolge höherer Kartiergenauigkeiten bzw. abweichender Gletscherdefinitionen, welche der Gletscherabgrenzung zugrunde liegen.

2.5 Genauigkeitsbetrachtung

Ausreißer, Dichteannahmen und Datenlücken sind die wesentlichen Einflussfaktoren auf die Unsicherheiten geodätischer Gletschermassenbilanzen (Zemp et al., 2015). Gängige Verfahren zur Lückenschließung in den Akkumulationsbereichen der Gletscher umfassen die Nullannahme und TIN-basierte Verfahren. So ersetzen Maurer et al. (2016) fehlende Höhendifferenzwerte in den Akkumulationsgebieten mit dem Wert 0 m. Um Datenlücken, insbesondere in steilen Gletscherbereichen, zu füllen, interpolieren Surazakov und Aizen (2006) fehlende Höhendifferenzwerte auf Grundlage einer Dreiecksvermaschung (TIN) und unter Annahme von 0 m Dickenänderung an den Rändern der Gletscher. Beim Vergleich mit dem SRTM-Modell spielt zusätzlich die Eindringtiefe des C-Band-Radarsignals in Eis und Schnee eine Rolle (Kääb et al., 2015), dessen Auswirkung durch entsprechende Sensitivitätstests beurteilt werden kann. Eine weitere Unsicherheitsquelle ist die Interpolation von Datenlücken durch geostatistische Verfahren (Doucette und Beard, 2000) oder durch Höheninformationen anderer Quellen (Reuter et al., 2007).

Eines der Hauptprobleme in Geländemodellen in Hochgebirgsräumen sind Datenlücken. Überlagerungseffekte (*Layover*) sowie Schlagschatten sind die Hauptgründe für Datenlücken in radarbasierten Geländemodellen. Bei Geländemodellen aus optischen Bilddaten bedient man sich Verfahren der automatische Bildzuordnung (*Matching*; Hirschmuller, 2005). Datenlücken resultieren daher aus homogenen Grauwertbereichen, beispielsweise Bereiche mit Schatten und Schneebedeckung, die die Identifikation und Zuordnung homologer Punkte erschweren (Pieczonka et al., 2011).

Kommerzielle Softwareprodukte (z. B. PCI Geomatica OrthoEngine, Leica Photogrammetry Suite (LPS)) bieten dem Anwender die Möglichkeit die Güte des Matchings anhand sogenannter *Score Channels (PCI)* oder der *Quality Map (LPS)* zu beurteilen und fehlerhafte Höhenwerte entsprechend herauszufiltern (Pieczonka et al., 2011). Sie erlauben darüber hinaus die Interpolation vorhandener Datenlücken. Mit dem SRTM-CGIAR-Modell ist indes ein bereits datenlückenbereinigtes Geländemodell verfügbar. Allerdings wurden fehlende Höhenwerte hier durch Höhendaten unterschiedlicher Quellen und variierender Auflösungsstufen ersetzt (Jarvis et al., 2008), sodass der Vergleich optischer DGMs mit dem SRTM-Modell eine über die Güte der Korrelation hinausgehende Filterung erfordert.

Bei der Differenzbildung multi-temporalen DGMs werden Ausreißer oftmals über Vielfache der Standardabweichung oder des mittleren quadratischen Fehlers (*Root Mean Square Error (RMSE)*) definiert (Höhle und Höhle, 2009). Alternativ bietet sich die um den Faktor 1,5 erweiterte Interquartilsspanne zur Abgrenzung an, welche in etwa der einfachen Standardabweichung entspricht (Pieczonka et al., 2011). Da es sich bei glazialen Arealen jedoch mehrheitlich um dynamische, bei nicht-glazialen Bereichen vorrangig um statische Oberflächen handelt, ist eine darauf angepasste Ausreißerfilterung der Höhendifferenzwerte erforderlich. Diese kann nach dem Grundsatz erfolgen, dass nach Schwitter und Raymond (1993) Dickenänderungen in den oberen Akkumulationsbereichen der Gletscher über einen Zeitraum

mehrerer Dekaden deutlich geringer sind, verglichen mit Änderungen in den Ablationsbereichen. Für nicht-glaziale Bereiche, für die keine Änderungen in der Höhe über den gesamten Untersuchungszeitraum angenommen werden, eignet sich mit der Filterung über die Interquartilsspanne ein höhenunabhängiger Ansatz (Pieczonka et al., 2011). Zusätzlich ist einer Zunahme von Höhenfehlern in Bereichen $>25^\circ$ Hangneigung Rechnung zu tragen (Surazakov und Aizen, 2006). Als Maß für die relative vertikale Passgenauigkeit multi-temporaler DGMS nutzen zahlreiche Studien die *Normalized Median Absolute Deviation* (NMAD; Normalisierter Median der absoluten Abweichungen vom Median) als robusten Schätzer für die Standardabweichung.

Die Unsicherheit der Dickenveränderungsrate setzt sich zusammen aus dem NMAD als Maß für vertikale Höhenabweichungen über nicht-glazialen Terrain und, sofern Geländemodelle aus Radardaten involviert sind, Unsicherheiten bei der Radareindringtiefe.

Bei der Umrechnung der Dickenveränderungsrate in die entsprechende Massenbilanz spielt bei der Genauigkeitsbetrachtung als weiterer Parameter die Unsicherheit bei der angenommenen Dichte eine Rolle. Letztere wird in der Regel nach Huss und Farinotti (2012) mit $\pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ angenommen.

Kapitel 3

Forschungsstand

3.1 Einsatz amerikanischer Spionagesatellitendaten in der Glaziologie

Aufgrund der Tatsache, dass Satellitenbilddaten erst seit den 1960er Jahren für größere Areale in hinreichend hoher Auflösung aufgenommen wurden, sind fernerkundungsbasierte Untersuchungen auf die letzten fünf Dekaden begrenzt. Zahlreiche Studien, welche sich insbesondere mit Veränderungen von Gletschern seit den 1960er Jahren befassen, basieren auf topographischen Karten im Maßstabsbereich 1:25 000 - 1:100 000. Per Definition stellen Karten jedoch nur ein vereinfachtes und generalisiertes Abbild der Erdoberfläche dar. Metadaten mit Angaben zur horizontalen und vertikalen Genauigkeit fehlen bei Karten oftmals, weshalb mittels empirischer Formeln nur näherungsweise Genauigkeitsangaben möglich sind.

Die Verwendung historischer Satellitenbilddaten rückte vor allem seit der Freigabe amerikanischer *Key-Hole*-Spionagedaten verstärkt in den Fokus. Die Mehrheit der auf Grundlage von KH-Daten publizierten Arbeiten zu Gletscherveränderungen findet sich in Zentralasien (Abbildung 3.2). Einzelne Studien wurden zudem für den Tsanner-Gletscher im Kaukasus (Stokes et al., 2006), die Cordillera Vilcanota in den peruanischen Anden (Hanshaw und Bookhagen, 2014) sowie für den Glaciar Jorge Montt im chilenischen Teil Patagoniens (Rivera et al., 2012) durchgeführt (Abbildung 3.2). Grosse et al. (2005) nutzten KH-Daten zur Kartierung periglazialer Formen auf der Bykovsky-Halbinsel und dem angrenzenden Khorogor-Tal in Sibirien, während Maurer und Rupper (2015) Auswirkungen von Landrutschungen und vulkanischer Aktivitäten in Nordamerika auf Basis von Hexagon-Daten untersuchten. Corona KH-4, -4A und -4B werden seit 1998 (Sohn et al., 1998) regelmäßig für glaziologische Studien verwendet, während KH-9-Aufnahmen erst seit 2010 verstärkt zum Einsatz kommen (Abbildung 3.1). Andere KH-Aufnahmen, beispielsweise KH-7 (Mayer et al., 2011), wurden bisher nur vereinzelt verwendet. Die Größe der betrachteten Untersuchungsgebiete variiert zwischen $0,02 \text{ km}^2$ und $200\,000 \text{ km}^2$, wobei sich hierbei keine datenspezifischen Unterschiede zeigen. Diese werden offensichtlich bei der Unterscheidung zwischen 2D-, mit dem Fokus auf Gletscherkartierung und Gletscherflächenänderungen, und 2,5D-Auswertung, mit dem Schwerpunkt auf

Gletscherdickenänderungen. Die flächenmäßig größte Kartierungsstudie, mit einer Untersuchungsgebietsgröße von circa 200 000 km², wurde mit Corona- und Hexagon-MC-Aufnahmen zur Kartierung surgender Gletscher im Karakorum durchgeführt (Copland et al., 2011). In einer vergleichbaren Größenordnung liegt die Studie von Zeeberg und Forman (2001), welche für ein Gebiet von etwa 170 000 km² Gletscherflächenänderungen auf der Insel Nowaja Semlja untersucht haben. Die flächenmäßig größte Untersuchung von Gletschermassenänderungen auf Grundlagen von Corona-Aufnahmen umfasst indes nur eine Gebietsgröße von rund 2 500 km² (Goerlich et al., 2017). Auf Basis von Hexagon-MC-Aufnahmen werden in dieser Arbeit für eine Fläche von knapp 50 000 km² (das 20-fache dessen, was bisher mit Corona betrachtet wurde) Gletschermassenbilanzen bestimmt. Dies stellt die bis dato flächenmäßig umfangreichste Untersuchung auf Grundlage deklassifizierter historischer Stereosatellitenbilddaten dar.

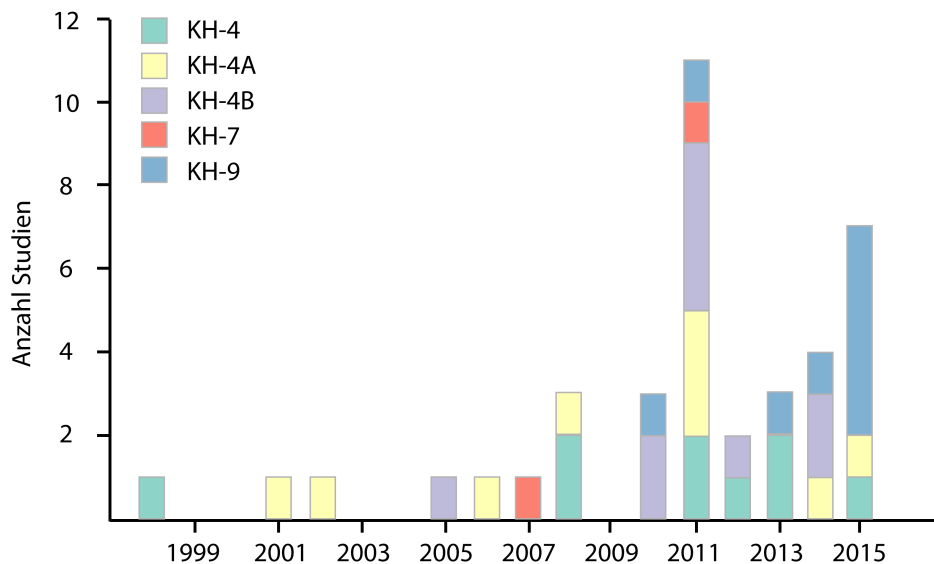


Abbildung 3.1: Anzahl glaziologischer Studien auf Basis deklassifizierter KH-Daten pro Jahr

Die Größe der betrachteten Untersuchungsgebiete in Bezug auf die Kartierung von Gletschern, die Untersuchung von Gletscherflächenänderungen und die Quantifizierung von Gletscherdickenänderungen werden in Abbildung 3.3 auf Grundlage der Regionalgrenzen des Randolph-Gletscherinventars (RGI; Pfeffer et al., 2014) unter Verwendung der Open-Source-Software *ScapyToad* (Choros Laboratory, 2014) durch eine Kartenanamorphose visualisiert. Die jeweilige RGI-Region wird als zweite Variable mittels qualitativer Flächenfärbung dargestellt. Die abgebildete Flächengröße ist proportional zur aufsummierten Größe der in den zugrunde liegenden Studien betrachteten Studiengebietsgröße. Vorteil einer Kartenanamorphose gegenüber einer Darstellung mittels wertskalierter Signaturen ist die Betonung derjenigen RGI-Regionen, welche bis dato am umfangreichsten mittels KH-Daten betrachtet wurden. Vorteilhaft ist zudem die Aufrechterhaltung topologischer Beziehungen. Zur Wahrung der Topologie ist bisweilen jedoch keine exakte Proportionalität zu gewährleisten (Rase, 2001).

Diese Abweichung vom Sollwert wird durch den Restfehler beschrieben und liegt in Abbildung 3.3 zwischen 0,2% und 6,3%. Global betrachtet findet sich insgesamt ein Übergewicht auf Seiten von Studien zur Gletscherkartierung und Gletscherflächenänderung auf Grundlage deklassifizierter KH-Daten (Abbildung 3.2 und 3.3).

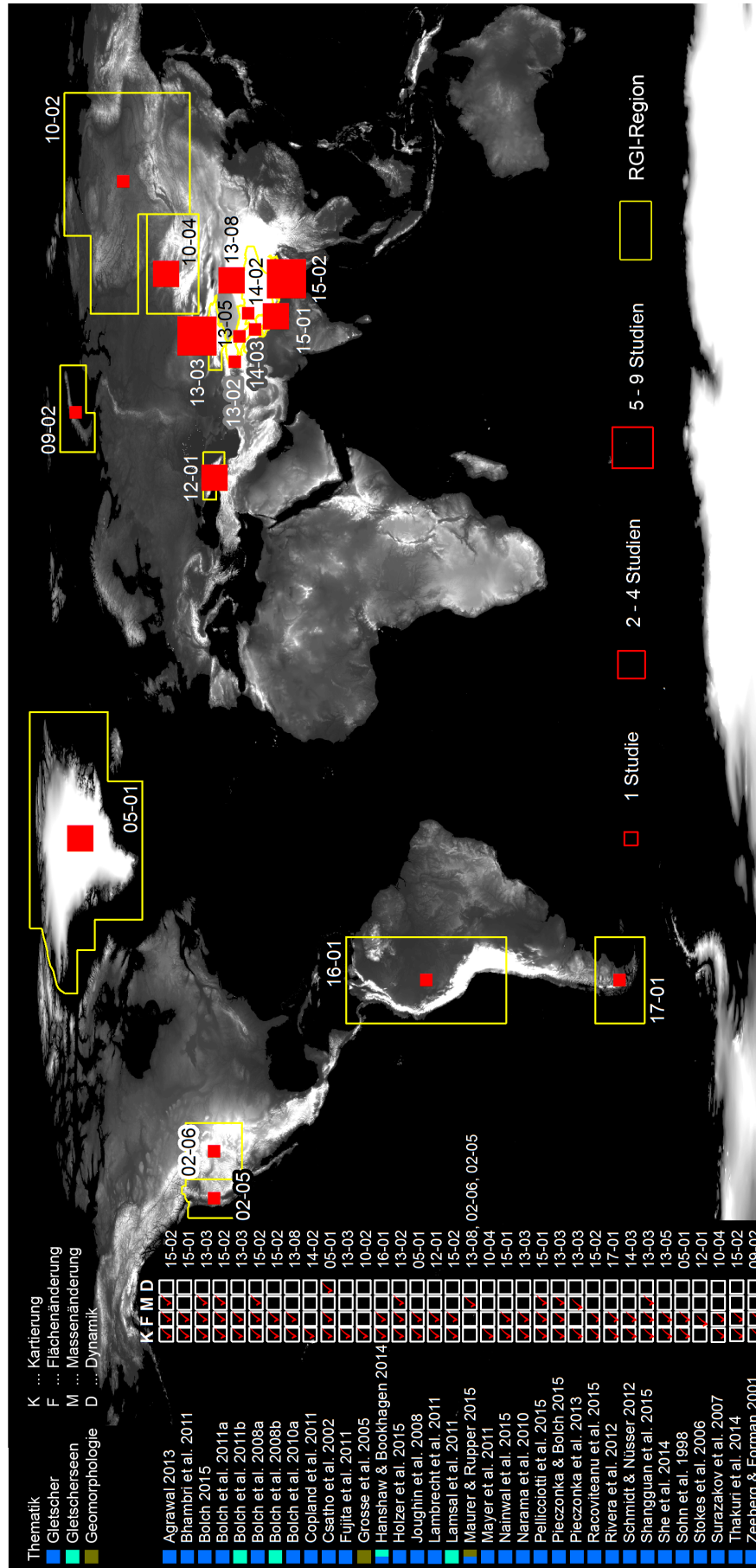


Abbildung 3.2: Anzahl glaziologischer Studien auf Grundlage deklassifizierter KH-Daten je RGI-Region

Choros Laboratory, 2014. Scape Toad (1.1)

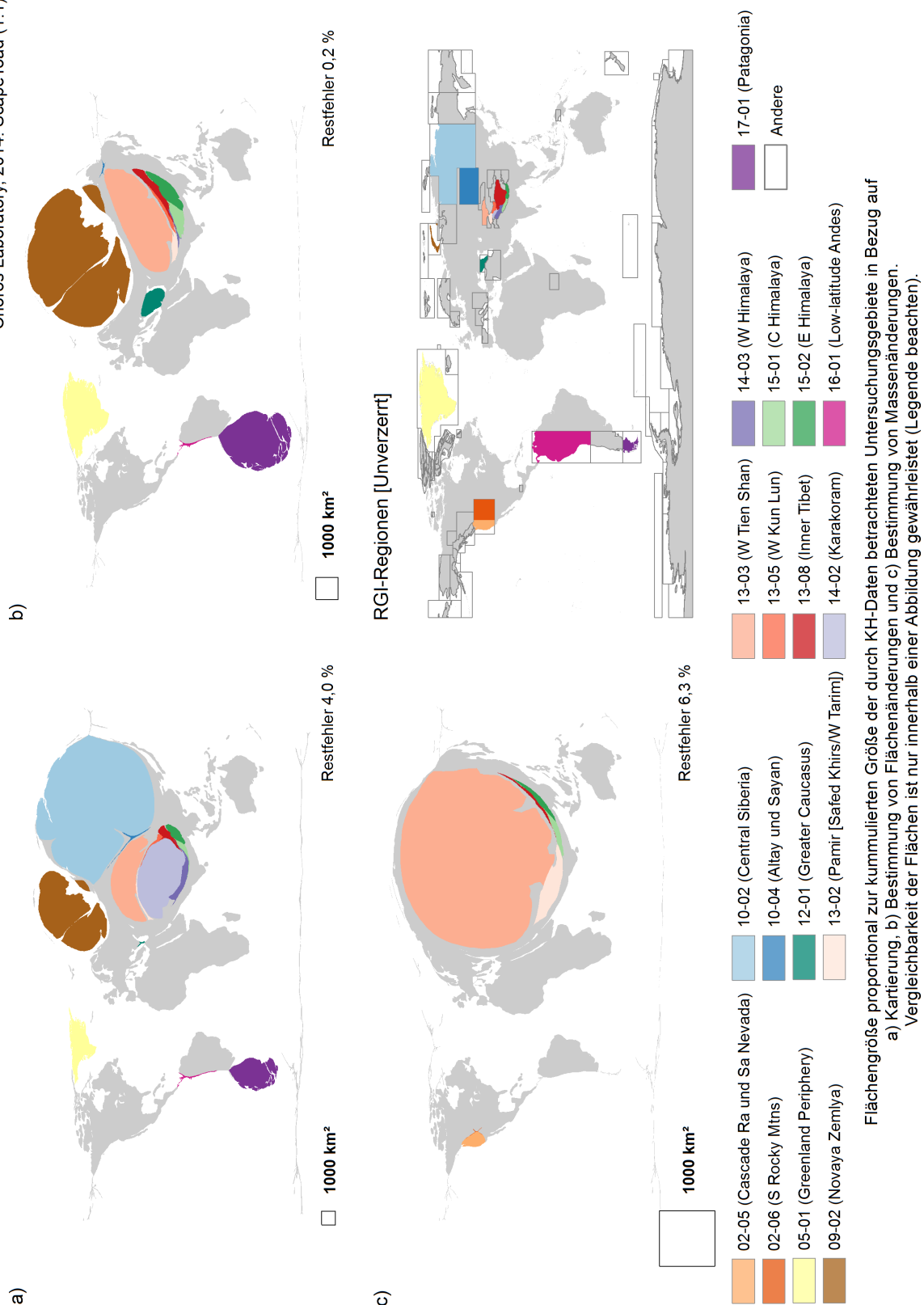


Abbildung 3.3: Auf Basis deklassifizierter KH-Daten untersuchte Regionen in Bezug auf a) Kartierung, b) Gletscherflächenänderung und c) Gletscherdickenänderung. Flächengröße proportional zur kumulierten Größe der Untersuchungsgebiete.

3.2 Gletscheränderungen im Tien Shan

Längen-, Flächen- und Massenänderungen sind die wesentlichen Aspekte bei der Betrachtung von Gletscheränderungen. Flächenänderungen im Tien Shan werden durch zahlreiche Studien detailliert betrachtet und umfassen den Zeitraum ab den 1940er Jahren (Aizen et al., 2007). Hinweise auf einen markanten Gletscherrückgang zeigt bereits der visuelle Vergleich multi-temporalen Bilddaten aus den Jahren 1964, 1973 und 2013 am Beispiel des Petrov-Gletschers im Ak-Shirak-Massiv (Abbildung 3.4). Mit einer mittleren Rate von $-0,57\% \text{ a}^{-1}$ seit Mitte des 20. Jahrhunderts finden sich die Regionen mit den höchsten Flächenverlusten in den Außenbereichen des Tien Shan, während sich Gletscher mit dem geringsten Rückgang mit Raten von $-0,28\% \text{ a}^{-1}$ bzw. $-0,18\% \text{ a}^{-1}$ im Inneren und Östlichen Tien Shan befinden (Sorg et al., 2012). So dominiert im Tien Shan der Gletscherrückgang, begleitet von der Disintegration zusammengesetzter Tal- und dendritischer Gletscher (Osmonov et al., 2013). Es finden sich jedoch auch vorstoßende Gletscher, insbesondere in der Ak-Shirak-Region (Aizen et al., 2007).

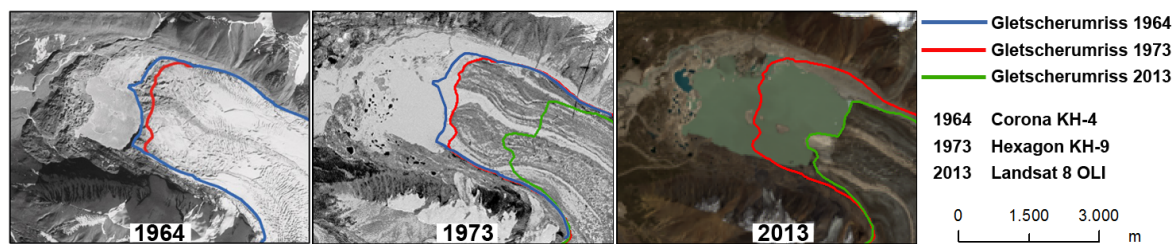


Abbildung 3.4: Visuelle Veränderungen am Beispiel des Petrov-Gletschers im Ak-Shirak

Das insgesamt heterogene Verhalten zeigt sich am Beispiel unterschiedlicher Regionen des Tien Shan, wobei die jeweiligen Veränderungen auf teils variierenden Startzeitpunkten beruhen. $0,72\% \text{ a}^{-1}$ Flächenverlust im Zeitraum 1975–2007 wurde von Kriegel et al. (2013) für das im Inneren und Westlichen Tien Shan befindliche Naryn-Einzugsgebiet auf Grundlage multi-temporalen Landsat-Daten ermittelt. Eine vergleichbare Veränderung von $-0,73\% \text{ a}^{-1}$ wurde von Bolch (2007) im Nördlichen Tien Shan (Zailiyskiy und Kungey Alatau) für die Periode 1955–1999 bestimmt. Deutlich geringere Verluste finden sich im Ala-Archa-Gebiet mit einer Flächenänderung von $-0,41\% \text{ a}^{-1}$ im Zeitraum 1977–2003. Teils divergierende Werte wurden für das Ak-Shirak-Massiv im Inneren Tien Shan berechnet. $-0,82\% \text{ a}^{-1}$ geben Khromova (2003) für den Zeitraum 1973–2001 an, während Aizen et al. (2007) einen Flächenverlust von $0,33\% \text{ a}^{-1}$ für den Zeitraum 1977–2003 nennen. Den Unterschied führen Aizen et al. (2007) auf Fehler in der von Khromova (2003) zur Gletscherabgrenzung verwendeten Kartengrundlage zurück. Im Zeitraum 2003–2013 ist in Anbetracht des Unsicherheitsbereichs ($-0,59 \pm 0,34\% \text{ a}^{-1}$) kein signifikanter Anstieg des Flächenrückgangs im Ak-Shirak-Gebiet zu verzeichnen (Petrakov et al., 2016). Für das Sary-Djaz-Einzugsgebiet ermittelten Osmonov et al. (2013) anhand multi-temporalen Landsat-Daten für den Zeitraum 1990–2010 Flächenverluste von $0,19 \pm 0,14\% \text{ a}^{-1}$, mit den höchsten Verlusten in den

westlichen und nördlichen Bereichen des Einzugsgebiets. Im selben Zeitraum lag der Flächenrückgang in der Inylchek-Region bei moderaten $0,07 \pm 0,14 \text{ \% a}^{-1}$. Im chinesischen Teil des Zentralen Tien Shan dominiert seit den 1960er Jahren ebenfalls der Gletscherrückzug mit Flächenverlusten bei kleineren Kar- und Talgletschern zwischen $0,14 \text{ \% a}^{-1}$ und $0,44 \text{ \% a}^{-1}$ (Wang et al., 2013). Stabile Verhältnisse fanden sich indes bei schuttbedeckten Talgletschern und dendritischen Gletschern (z. B. Koxkar- und Tomur-Gletscher) mit geringen Flächenverlusten von $<0,05 \text{ \% a}^{-1}$ im Zeitraum 1964–2009 (Wang et al., 2013). Höhere Flächenverluste, vergleichbar denen im Ak-Shirak-Massiv, finden sich im mittleren chinesischen Tien Shan mit einer Rate von $-0,35 \text{ \% a}^{-1}$ zwischen 1963 und 2000 (Li et al., 2006) bzw. $-0,27 \text{ \% a}^{-1}$ im Zeitraum 1959–2003 für den Urumqi-No.-1-Gletscher (Jing et al., 2006). Generell zeigen sich auch im chinesischen Teil zunehmende Flächenverluste im späten 20. Jahrhundert verglichen mit der Periode 1963–1986 (Li et al., 2006). Für den gesamten Tien Shan wurde von Farinotti et al. (2015) für den Zeitraum 1961–2012 ein Flächenrückgang von $0,35 \pm 0,12 \text{ \% a}^{-1}$ modellbasiert abgeschätzt, welcher in etwa den Durchschnitt der für die unterschiedlichen Regionen publizierten Raten darstellt.

Die Untersuchungen von Massenänderungen erfolgten im Tien Shan sowohl auf Basis von In-situ-Messungen als auch auf Grundlage fernerkundlicher Methoden. Innerhalb Chinas und der ehemaligen Sowjetunion finden sich insgesamt 46 Gletscher mit glaziologischen Massenbilanzzeitreihen (Zemp et al., 2013). 39 % (18) davon haben eine Fläche von $<1 \text{ km}^2$, 41 % (19) eine Größe zwischen 1 km^2 und 5 km^2 , 9 % (4) zwischen 5 km^2 und 10 km^2 und 11 % (5) größer als 10 km^2 . Nur neun der 46 Gletscher können Massenbilanzmessungen bis in die heutige Zeit vorweisen, während die Mehrzahl (32 Gletscher) der Massenbilanzzeitreihen mit dem Zusammenbruch der Sowjetunion im Jahr 1990 abrupt endet (Abbildung 3.6). Die längste Zeitreihe in Zentralasien weist der zentrale Tuyuksu-Gletscher auf, dessen Messwerte bis in das Jahr 1956 zurückreichen. Auf chinesischem Territorium besitzt der Urumqi-No.1-Gletscher die längste Massenbilanzzeitreihe mit Messungen seit 1959. Bezogen auf die Gesamtanzahl der Gletscher in den entsprechenden RGI-Regionen liegt der Anteil der analysierten Gletscher zwischen 0,01 % in Region 13-08 und 1,2 % in Region 10-01. In der in dieser Arbeit betrachteten Region 13-03 (Tien Shan) liegt der Anteil der Gletscher mit Massenbilanzzeitreihen bei 0,2 %. Von ehemals 15 Gletschern wurden im Jahr 2009 nur noch bei vier Gletschern Massenbilanzmessungen durchgeführt, wobei beim Sary-Tor-Gletscher nach mehrjähriger Unterbrechung im Jahr 2012 (Kronenberg et al., 2016) und beim Abramov- und Suyok-Zapadny-Gletscher im Jahr 2010 (Zemp et al., 2013) wieder Massenbilanzmessungen aufgenommen wurden (Abbildung 3.6).

Nahezu stabiles Verhalten war das Merkmal der Mehrheit der Tien-Shan-Gletscher zwischen den späten 1950er und frühen 1970er Jahren. Glaziologische Massenbilanzzeitreihen zeigen jedoch seit den frühen 1970er Jahren zunehmende Massenverluste mit den stärksten Verlusten in der ersten Dekade des 21. Jahrhunderts (Sorg et al., 2012). Räumlich betrachtet wurden die höchsten Massenverluste in den äußeren und westlichen Bereichen (Tuyuksu- und Abramov-Gletscher), die geringsten Verluste im Inneren Tien Shan (Sary-Tor-Gletscher)

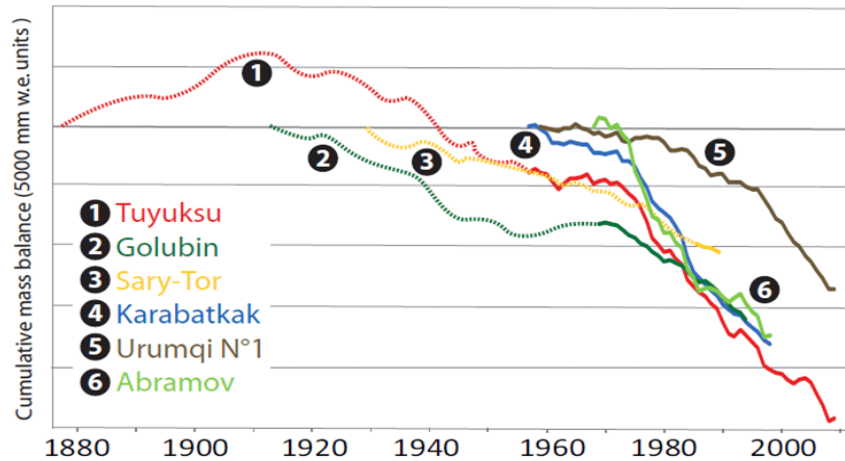


Abbildung 3.5: Gemessene und rekonstruierte kumulative Massenbilanzen für Tien-Shan-Gletscher (Sorg et al., 2012)

gemessen (Abbildung 3.5). Da glaziologische Massenbilanzmessungen im Tien Shan nur auf wenigen, meist kleineren Talgletschern durchgeführt werden, ist deren regionale Aussagekraft in den meisten Fällen begrenzt. Fernerkundungsbasierte Studien konzentrieren sich daher auf komplexere Gletschersysteme (Shangguan et al., 2015) und einzelne Gebirgsmassive (Aizen et al., 2007) bis hin zu vollständigen Gebirgsketten (Jacob et al., 2012; Farinotti et al., 2015). Auf der Basis von Luftbildern aus dem Jahr 1943, topographischen Karten aus dem Jahr 1977 sowie dem SRTM-Modell bestimmten Aizen et al. (2007) für das Ak-Shirak-Massiv geodätische Massenbilanzen von $-0,20 \pm 0,09 \text{ m w.e. a}^{-1}$ im Zeitraum 1943-1977 und $-0,56 \pm 0,31 \text{ m w.e. a}^{-1}$ im Zeitraum 1977-1999, welches mehr als eine Verdopplung der Massenverluste seit den späten 1970er Jahren darstellt. Geringere Massenverluste finden sich im chinesischen Tien Shan mit mittleren Dickenabnahmen zwischen $0,25 \text{ m a}^{-1}$ (1959-2003) beim Urumqi-No.-1-Gletscher (Jing et al., 2006) und $0,5 \text{ m a}^{-1}$ bis $1,0 \text{ m a}^{-1}$ (1981-2004) im Ablationsbereich des schuttbedeckten Koxkar-Gletschers (Changwei et al., 2006). Großräumig ermittelten Gardner et al. (2013) anhand altimetrischer ICESat-Höhendaten einen Massenverlust von $0,49 \pm 0,18 \text{ m w.e. a}^{-1}$ für den gesamten Tien Shan im Zeitraum 2003-2009. Auf Grundlage satellitengestützter Gravimetrie (GRACE) bestimmten Jacob et al. (2012) für den gesamten Tien Shan im Zeitraum 2003-2010 einen Massenverlust von $5 \pm 6 \text{ Gt a}^{-1}$. Bei einer angenommenen Eisdichte von 850 kg m^{-3} sowie einer Gesamtgletscherfläche von etwa $16\,500 \text{ km}^2$ (Kotlyakov et al., 2010) entspricht dies näherungsweise einer Massenbilanz von $-0,30 \pm 0,37 \text{ m w.e. a}^{-1}$. Die aktuellste Abschätzung des Massenverlusts für den gesamten Tien Shan stammt von Farinotti et al. (2015) modellbasiert auf Basis gravimetrischer, altimetrischer sowie In-situ-Massenbilanzzeitreihen. Der von ihnen angegebene Massenverlust von $5,4 \pm 2,8 \text{ Gt a}^{-1}$ entspricht einer ungefähren Massenbilanz von $-0,33 \pm 0,17 \text{ m w.e. a}^{-1}$ im Zeitraum 1961-2012.

Die bisher publizierten Ergebnisse zeichnen entsprechend der räumlichen Bezugsfläche ein heterogenes Bild. Bei vergleichbaren Zeiträumen weisen kleinräumige Studien im Schnitt

höhere Massenverluste auf. Glaziologische Massenbilanzen sind zudem aufgrund der geringen Anzahl an Bezugsgletschern oftmals negativ verzerrt. Dies zeigt sich in der abgeschätzten Massenbilanz für Zentralasien von $-0,46 \text{ m w.e. a}^{-1}$ für die Periode 1971–2000 (Zemp et al., 2015). Wenn man die zeitliche Dynamik betrachtet, zeigen die vorhandenen In-situ-Massenbilanzzeitreihen seit den 1970er Jahren zunehmende Massenverluste in Zentralasien. Überregional, bezogen auf den gesamten Tien Shan, zeichnen die Studien indes ein Bild gleichbleibender Verhältnisse, wenn auch mit vergleichsweise hohen Unsicherheiten behaftet. Lokale Studien auf der einen und überregionale Studien mit einem hohen Maß räumlicher Generalisierung auf der anderen Seite erlauben daher keine zuverlässigen Aussagen zu regionalen Gletscherveränderungen im Sary-Djaz-/Aksu-Einzugsgebiet.

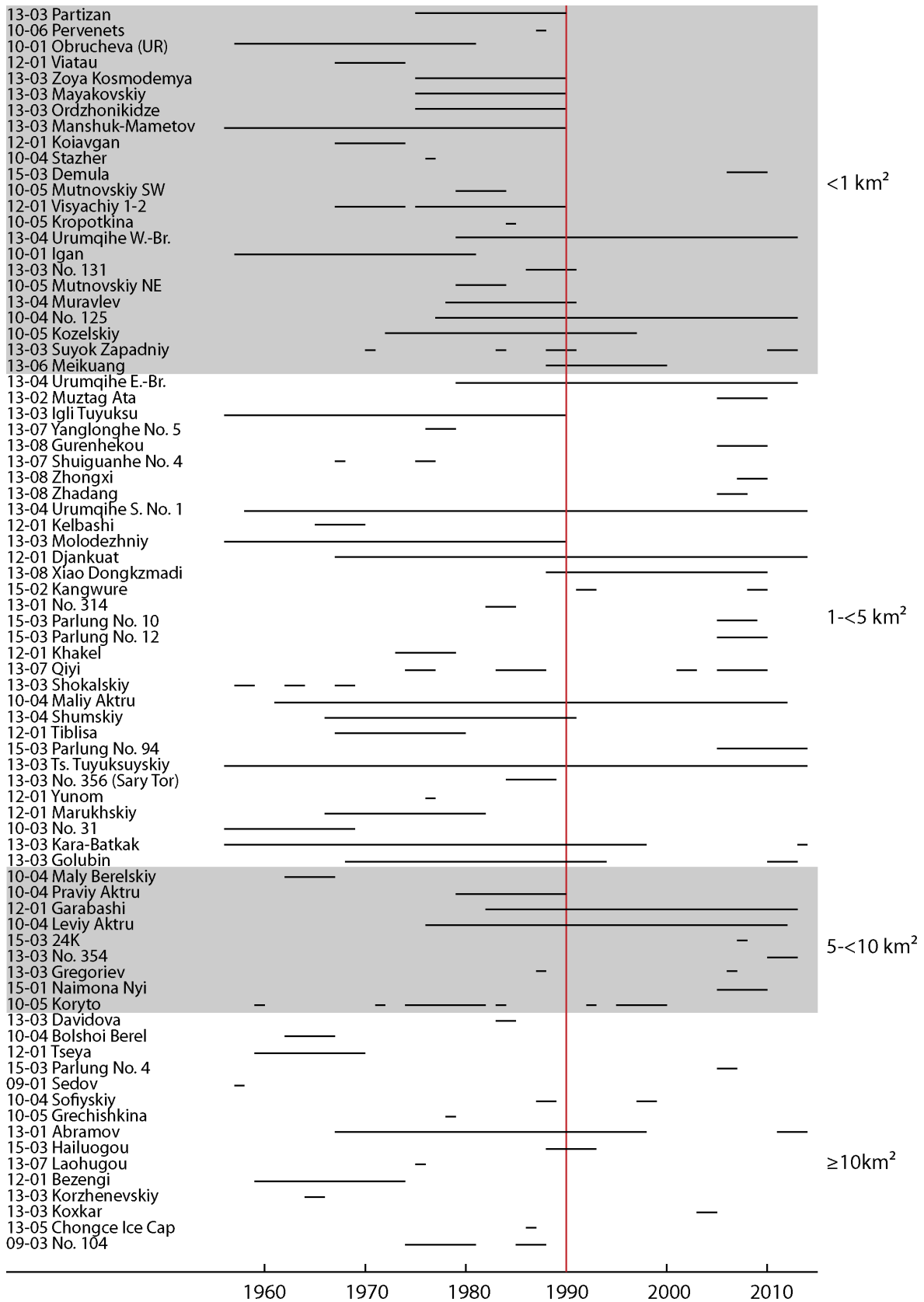


Abbildung 3.6: Glaziologische Massenbilanzzeitreihen in der ehemaligen Sowjetunion und der Volksrepublik China (Zemp et al., 2013))

Kapitel 4

Kartographische Visualisierung

Eine Vielzahl glaziologischer Prozesse erfordert eine darauf abgestimmte kartographische Darstellung. In der vorliegenden Arbeit steht das Gletschervolumen und dessen Veränderung über die Zeit, abgeleitet aus der Höhenänderung der Gletscheroberfläche, im Fokus. Letzteres beschreibt ein dynamisches Phänomen, welches in der Visualisierung entsprechend berücksichtigt werden muss. Die Visualisierungen in der vorliegenden Arbeit erfolgen mit dem Ziel, Zusammenhänge über die Verteilung von Gletschereismächtigkeiten und von Veränderungen dieser im geographischen Raum anhand thematischer Darstellungen zu vermitteln. Bei der Gletscherhöhenänderung und der Gletscherdicke handelt es sich um Kontinua mit stetiger Verbreitung. Traditionelle Methoden zur Darstellung von Wertefeldern georäumlicher Kontinua bilden Isolinien, deren Anschaulichkeit durch thematische Schichtstufen erhöht werden kann, z. B. Höhenschichten beim Relief. Bei den hier darzustellenden Sachverhalten der Eisdicke und der Gletscherhöhenänderung handelt sich im engeren Sinn um die Darstellung von *Isopachen* - Linien gleicher Eismächtigkeiten in Gletschern - und *Isoapoklisen* - Linien gleicher Abweichung. Letztere bezeichnen im vorliegenden Fall Linien gleicher Höhenänderung zwischen zwei digitalen Geländemodellen. Als topographische Grundlage, anhand derer die Orientierung durch den Kartennutzer erfolgt, dienen für alle Darstellungen das SRTM-Geländemodell in Kombination mit einer schattenplastischen Reliefschummierung (Abbildung 4.1). Als weitere Elemente sind Gewässer und Grenzen enthalten. Das Gewässernetz konzentriert sich auf die Hauptströme der jeweiligen Region und wurde regional durch Ergänzung weiterer Gewässer verdichtet. Als Bezugseinheiten für die Darstellung dienen administrative Grenzen. In Anbetracht des kleinen Darstellungsmaßstabs von 1:400 000 - 1:1 100 000 beschränkt sich die administrative Gliederung auf die jeweiligen Staaten. Um die Lesbarkeit der Karten sicherzustellen, wurde die Beschriftung auf ein Minimum reduziert. Beschriftet sind in der Regel Staaten, Flusseinzugsgebiete, relevante Abflussstationen, markante Berggipfel und Gewässer, sofern im Text darauf verwiesen wird. Der Maßstab wird nur graphisch angegeben, um eine schnelle Abschätzung der Dimensionen der dargestellten Gletscher zu gewährleisten.

Als wesentliches Gestaltungsmittel zur Visualisierung quantitativer Sachverhalte dient die

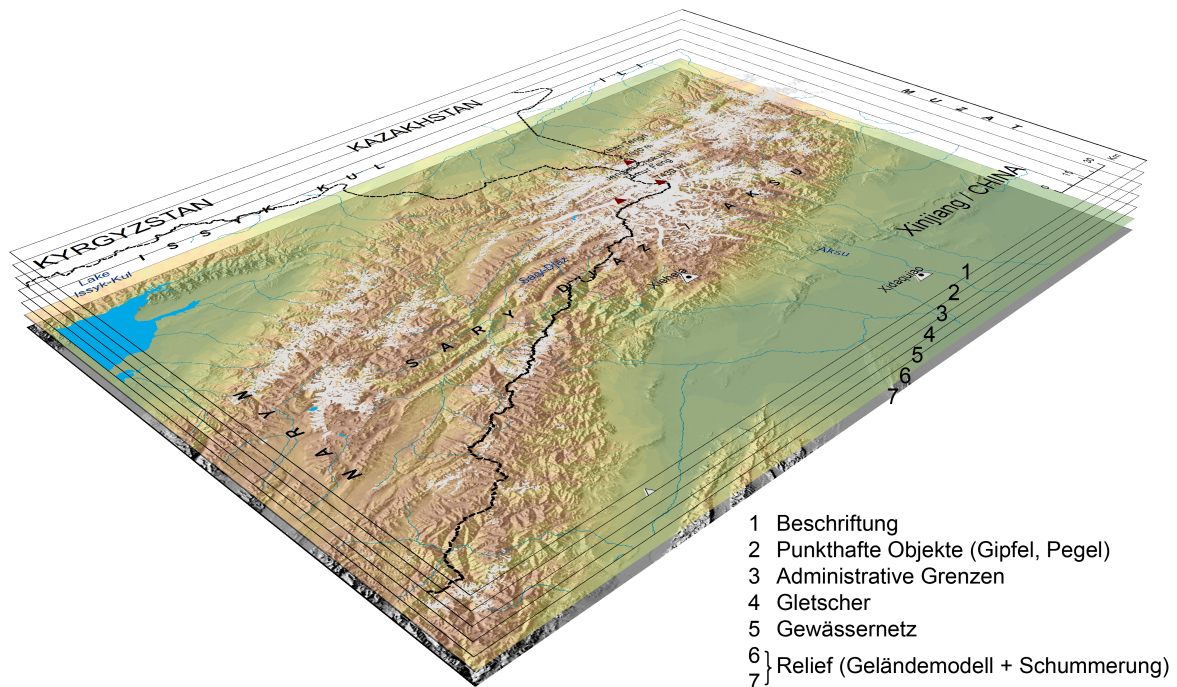


Abbildung 4.1: Aufbau der topographischen Grundkarte

graphische Variable der Farbe. Die in der Arbeit angefertigten Darstellungen sind vorrangig für die Betrachtung am Bildschirm konzipiert und nutzen daher RGB als Farbsystem. Farbe, oder vielmehr der Farbeindruck, kann durch die drei Merkmale des Farbtons (Farbrichtung), der Farbsättigung (Grad der Buntartigkeit im Verhältnis zu neutralem Grau) und der Farbhelligkeit (Eigenhelligkeit im Vergleich zur Grauskala) beschrieben werden (Schoppmeyer, 2001). Farbwahrnehmung als solche entsteht durch einen auf das menschliche Auge einwirkenden Farbreiz in Form reflektierter oder vom Objekt selbst emittierter Strahlung im Wellenlängenbereich des sichtbaren Lichts zwischen circa 380 nm und 760 nm. Durch das Auftreffen der sichtbaren Strahlung auf die Netzhautschicht mit Zapfen und Stäbchen erfolgt die Umwandlung der elektromagnetischen Schwingung, dem Farbreiz, in eine physiologische Erregung (Küppers, 1987). Während den Stäbchen die Aufgabe der Anpassungskoordination des Auges zukommt, wird der Farbreiz über drei Zapfenarten als Farbrezeptoren mit spektralen Empfindungsmaxima im Bereich des violettblauen (kurzwelligen), grünen (mittelwelligen) und orangeroten (langwelligen) Lichts, an das Gehirn weitergeleitet. Der Farbeindruck entsteht letztlich im Gehirn in der *regio calcarina* durch die Umwandlung des auf die Zapfen einwirkenden elektromagnetischen Reizes und des daraus resultierenden Nervenimpulses (Küppers, 1987). Für die kartographische Darstellung von Belang ist, neben der Kenntnis über die Farbwahrnehmung als solche, die Beeinflussung der Farbwahrnehmung durch das Farbumfeld. Zu nennen ist hier vor allem der Simultankontrast, welcher eine Verfälschung kleiner Farbfleichen in Richtung der diese umgebenden größeren Farbfleiche bewirkt (Küppers, 1987). Dieser Effekt kann bei der Darstellung von Gletscherdickenänderungen in Abhängigkeit der Umfeldfarbe eine Verschiebung der neutralen fünften Klasse (Abbildung 4.4b)

in Rot-Richtung, Dickenabnahme, oder Blau-Richtung, Dickenzunahme, bewirken. Die Wahl der Farbe orientiert sich insgesamt am Darstellungsgegenstand und unterliegt daher gewissen Farbkonventionen. Vor dem Hintergrund physiologischer und psychologischer Aspekte entwickelte Tanner ein Konzept von Leitfarben für qualitativ veränderliche Darstellungsobjekte (Scholz et al., 1983), worauf die Farbwahl in dieser Arbeit beruht (Abbildung 4.6).

Zur Gewährleistung der räumlichen Differenzierbarkeit der dargestellten Sachverhalte werden die Einzelwerte in eine bestimmte Anzahl an Klassen eingeordnet. Die Definition der Klassengrenzen erfolgt hierbei unter Wahrung der charakteristischen Verteilung der jeweiligen Werte. Die folgenden fünf Kriterien werden von Jenks und Coulson (1963) hinsichtlich der Festlegung von Klassenintervallen genannt:

- *Klassenintervalle sollten den gesamten Datenbereich abdecken;*
- *Sie sollten sich weder überlappen noch sollten Leerklassen entstehen;*
- *Sie sollten von der Anzahl geeignet sein, die Genauigkeit des darzustellenden Sachverhalts entsprechend wiederzugeben. Eine überbordende Klassenanzahl, welche eine höhere als die tatsächlich vorhandene Genauigkeit widerspiegelt, sollte hierbei vermieden werden;*
- *Der darzustellenden Datensatz sollte in sinnvolle Gruppen gleicher Datenanzahl untergliedert werden;*
- *Klassenintervalle sollten, sofern nicht Sinngruppen geeigneter erscheinen, auf Grundlage logischer mathematischer Beziehungen herleitbar sein*

In der Kartographie haben sich drei Verfahrensgruppen zur Klassenbildung etabliert: Klassenbildung anhand mathematischer Regeln (z. B. auf Grundlage äquidistanter Abstände, einer arithmetischen oder geometrischen Reihe), anhand statistischer Maßzahlen (z. B. auf Grundlage von Quantilen und Mittelwerten) und auf Grundlage des Fachwissens des Kartenbearbeiters unter Bildung von Sinngruppen.

Flächenhafte Darstellungen

Darstellungsoptionen zur Visualisierung glaziologischer Phänomene werden in der Literatur durch zahlreiche Autoren gegeben (z. B. Kääh, 1998; Brunner, 2006; Buchroithner und Walther, 2007). Die Komplexität der Darstellung raum-zeitlicher Gletscherveränderung wird beispielsweise bei Brunner (2006) am Beispiel von Gletscherhöhenänderungen aufgezeigt. Da es sich bei der Darstellung von Gletscherhöhendifferenzen um eine bipolare Darstellung mit sowohl negativen als auch positiven Werten handelt, wird diese getrennt von der Darstellung von Eismächtigkeiten betrachtet.

Darstellung von Gletscherdickenänderungen

Für die Darstellung von Gletscherdickenänderungen stehen im analogen Bereich methodisch drei Verfahren zur Wahl: Kartenreihen, Darstellung mehrschichtiger Zustände und Diagramme für Höhenänderungen (Brunner 2006). Kartenreihen schließen sich im vorliegenden Fall

aus, da eine quantitative Abschätzung etwaiger Veränderungen hohe Anforderungen an den Kartennutzer stellt. Anwendung finden sie indes bei der Visualisierung von Gletscherflächenveränderungen. Vorteil ist hierbei die Darstellung von mehr als zwei Zeitschnitten. Höhenänderungen lassen sich durch die Darstellung mehrschichtiger Zustände in Form von Höhenliniendifferenzflächen herausarbeiten. Durch die entsprechende Einfärbung entstehen Höhenlinienbänder für Höhenzu- bzw. Höhenabnahme (Brunner, 2006). Limitierend wirkt sich die Anzahl maximal darstellbarer Zeitschnitte aus, welche in der Regel auf zwei Zeitstufen begrenzt ist. Zur Wahrung der Lesbarkeit eignet sich diese Art der Darstellung nur für großmaßstäbige Darstellungen von Einzelgletschern. Ebenfalls auf Einzelgletscher begrenzt lassen sich Höhenänderungen anhand von Diagrammsignaturen (Abbildung 4.2), welche die Höhenänderung bezogen auf ein definiertes Höhenband zeigen, darstellen. Im Fokus dieser Arbeit steht indes die kleinmaßstäbige Visualisierung von Gletscherveränderungen für eine Vielzahl von Gletschern unterschiedlicher Größe. Die in der Arbeit gewählte Darstellungsform entspricht der der Höhenschichten in Anlehnung an die Spektralfarbenskala (je höher, desto dunkler), welche in der hypsometrischen Methode häufig verwendet wird. Die Definition der entsprechenden *Höhenschichten* erfolgt dabei nach den aus der Flächenkartogrammmethode bekannten Verfahren zur Klassenbildung. In der Literatur finden sich zahlreiche Beispiele zur Darstellung von Gletscherdickenänderungen mit unterschiedlichen Klassengrenzen. Häufig wird auf eine äquidistante Unterteilung mit Intervallen zwischen 10 m und 30 m zurückgegriffen (Abbildung 4.4a). Diese Art der Klassenbildung setzt jedoch eine weitgehende Gleichverteilung der Werte voraus, wovon in Anbetracht eines nichtlinearen vertikalen Gradienten bei Gletscherhöhenänderungen und der Gletschergeometrie mit einem *Accumulation-Area-Ratio* (AAR) von oftmals $>0,50$ abgewichen wird. Sinngruppen auf Grundlage einer arithmetischen Reihe werden von Bolch et al. (2011a) und Gardelle et al. (2012a) zur Visualisierung herangezogen. Diese, die Verteilung berücksichtigende Art der Klassenbildung, führt zu breiteren Intervallen im oberen Wertebereich, während die niedrigen Bereiche gleichzeitig eine detailliertere Differenzierung erfahren. Die Vergleichbarkeit sowohl im negativen als auch im positiven Wertebereich wird durch identische Klassengrenzen in beiden Bereichen der bipolaren Skala gewährleistet. Auf statistischen Maßzahlen beruhend werden Klassengrenzen bei Paul und Haerberli (2008) gebildet. Im Unterschied zu allen anderen Studien werden hier jedoch unrunde Klassengrenzen verwendet. Der quantitative Vergleich zwischen beiden Bereichen der bipolaren Skala wird zudem durch einen höheren Detaillierungsgrad im negativen Wertebereich im Vergleich zum positiven Bereich erschwert. Insgesamt zeigt sich, dass Klassengrenzen oftmals willkürlich nach rein visuellen Gesichtspunkten ohne Berücksichtigung der Häufigkeitsverteilung gebildet werden.

Die Unterschiede in den Klassengrenzen im Vergleich zur Häufigkeitsverteilung werden durch Abbildung 4.4c am Beispiel des im Pieczonka und Bolch (2015) verwendeten KH-9-SRTM3-Differenzbildes gezeigt. Gegenübergestellt sind hier Klassengrenzen nach mathematischen Grundsätzen, statistischen Maßzahlen und nach Sinnschwellen. Unabhängig von der Verteilung wurde bei allen Verfahren der zentrale Wertebereich innerhalb des ermittelten Unsicher-

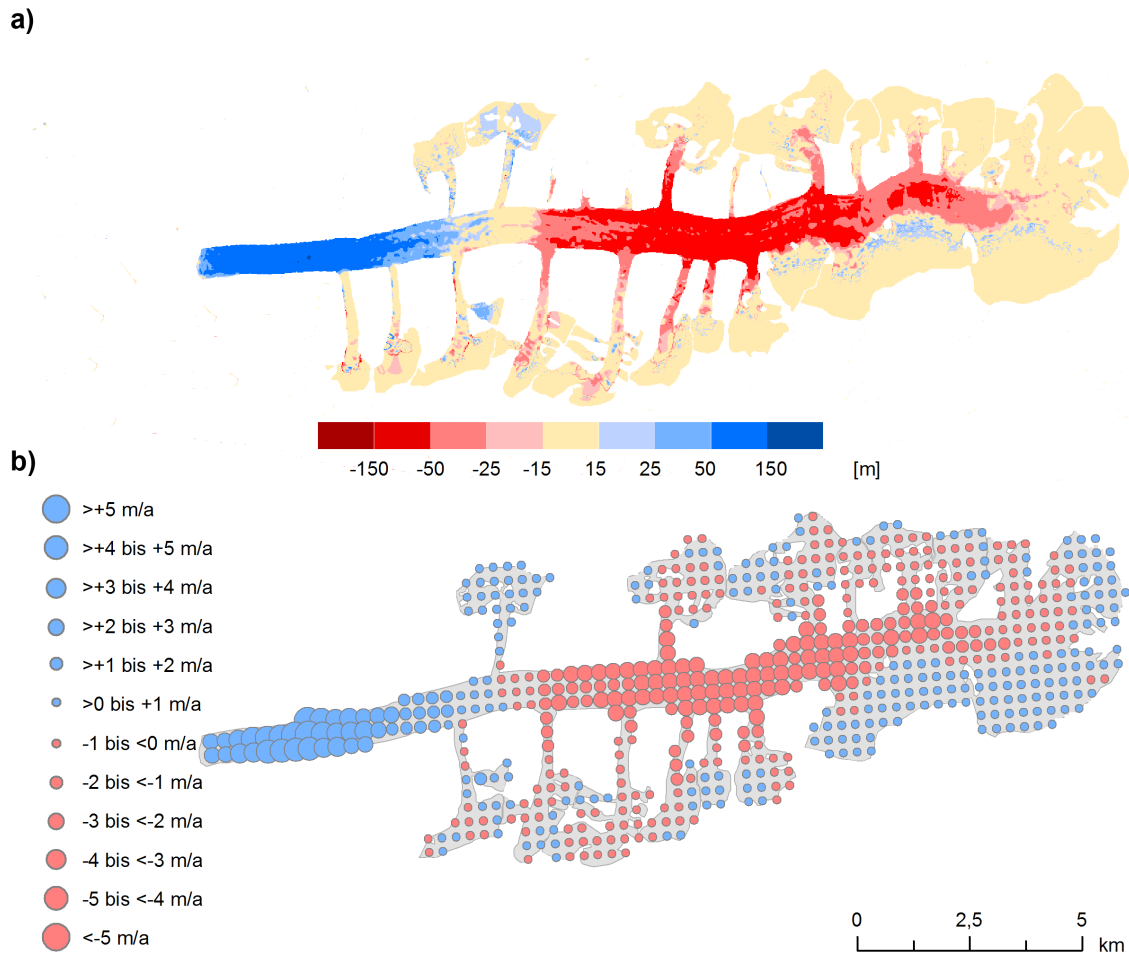


Abbildung 4.2: Visualisierung von Gletscherhöhenänderungen am Beispiel der nördlichen Inylchek-Gletschers mittels a) flächenhafter Darstellung und b) Diagrammsignaturen

heitsbereichs von ± 15 m einer eigenen Klasse zugewiesen. Somit ist gewährleistet, dass die dargestellte Genauigkeit der geschätzten Genauigkeit des Datensatzes entspricht. Im weiteren Verlauf wurden aus dem nunmehr zweigeteilten Datensatz nach den bereits genannten Methoden Klassengrenzen berechnet. Auf statistischen Maßzahlen basierende Verfahren zeigen sich hierbei als ungeeignet, da sie eine sehr hohe Differenzierung im niedrigen Wertebereich erzeugen, während im mittleren und hohen Wertebereich eine sehr starke Generalisierung stattfindet. Eine höhere Unterteilung im mittleren Wertebereich wird indes durch die Klassenbildung nach mathematischen Grundsätzen erreicht.

Durch zahlreiche Studien haben sich im Bereich der Darstellung von Gletscherdickenänderungen gewisse Klassengrenzen als geeignet erwiesen. Aus diesem Grund bilden die im Ergebnis verwendeten Klassengrenzen Sinngruppen auf Grundlage etablierter Klassengrenzen unter Beachtung der Vorzüge einer arithmetischen und geometrischen Reihe (Abbildung 4.4).

Darstellung von Gletschereismächtigkeiten

Bei der Visualisierung von Gletschereismächtigkeiten finden sich in der Literatur durchweg Darstellungen mit äquidistanten Klassenintervallen. Die dabei verwendete Klassenanzahl variiert je nach Intervallgröße und maximaler Eisdicke zwischen sieben und 11 Klassen. Die Verteilung der Werte weicht auch hier oftmals von einer Gleichverteilung ab. Aus diesem Grund wurden, vergleichbar zur Darstellung von Gletscherdickenänderungen, Sinngruppen definiert, und zwar unter Verwendung einer äquidistanten Reihe im mittleren Wertebereich und einer arithmetischen Reihe mit einer hohen Untergliederung im niedrigen und einer moderaten Generalisierung im hohen Wertebereich (Abbildung 4.3 und Abbildung 4.5).

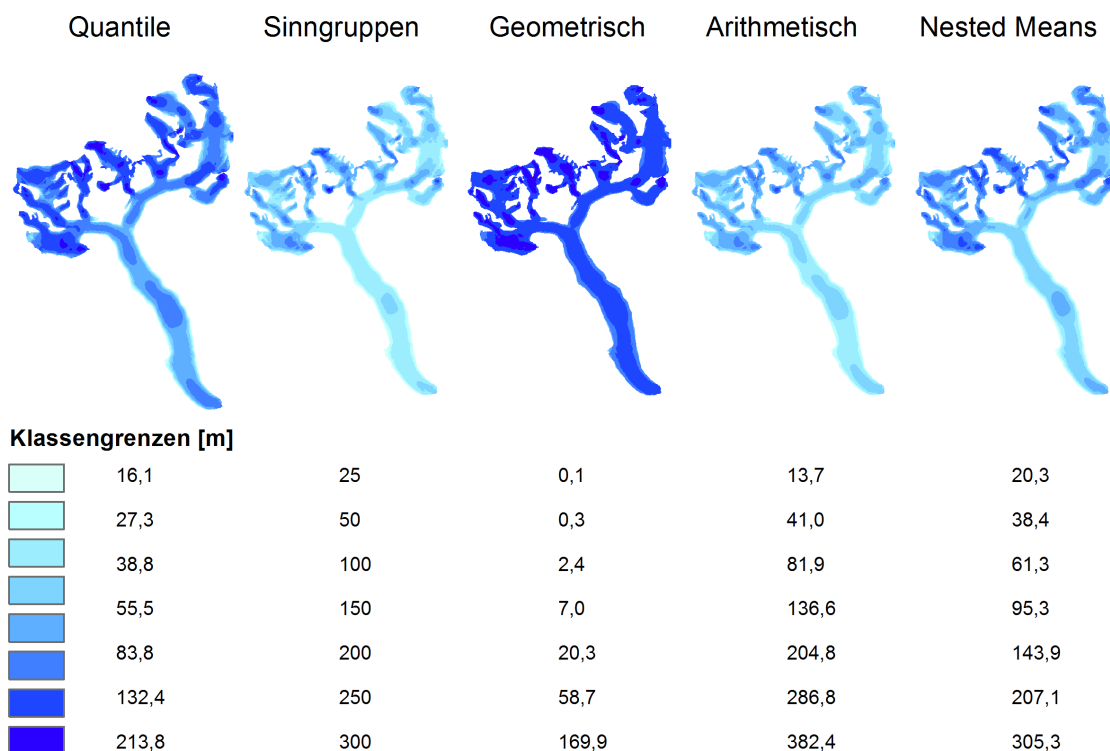


Abbildung 4.3: Visualisierung von Gletschereismächtigkeiten am Beispiel des Koxkar-Gletschers mit unterschiedlichen Klassengrenzen

Farbwahl

Die Farbgebung der dargestellten Sachverhalte folgt gängigen Grundsätzen der Reliefeinfärbung. Dunkle, intensive Farben stehen für einen hohen Betrag, unabhängig ob sie positive oder negative Werte repräsentieren. Helle Farben stehen im Unterschied dazu für niedrige Werte. Bezüglich Farbwahl ergeben sich auf Grundlage der Leitfarben nach Tanner (Scholz et al., 1983) gewisse Vorgaben für die Visualisierung von Gletscherdickenänderungen und Gletschereismächtigkeiten. Die Assoziation von Eis mit Kälte und, vor allem im Zusammenhang mit Gletschern, mit Gewicht, ergibt Blau als logische Farbwahl bei genanntem Sachverhalt

(Abbildung 4.5). Änderungen in der Gletscherdicke können sowohl positiver als auch negativer Natur sein. Die Darstellung von Gletscherdickenänderungen muss daher drei Aspekte, den der Abnahme, der Zunahme und der Stabilität, berücksichtigen. Unstrittig ist dabei die Wahl eines gelblichen Farbtons zur Darstellung stabiler Bereiche. Passivität und Regressivität prägen Regionen mit einer Dickenabnahme, während Areale mit einer Dickenzunahme durch eine gewisse Aktivität und Progressivität gekennzeichnet sind. Logische Farbwahl für Ab- und Zunahme wären nach Tanner (Scholz et al., 1983) blau und rot. Damit würde die glaziologische Farbkonvention der der landwirtschaftlichen folgen, bei der die Farbe Rot für eine Ertragssteigerung steht (Abbildung 4.6). In den letzten Jahren hat sich indes Blau zur Darstellung einer Dickenzunahme und rot zur Kennzeichnung von Dickenabnahmen durchgesetzt. Hierin spiegeln sich die Leitfarben nach Tanner für Wärme, Kälte und Gewicht wider. In der vorliegenden Arbeit wird eine zweipolige Farbskala verwendet, die der Thermometerskala entspricht (Abbildung 4.4). Warme Farben, beispielsweise Rot, stehen für ein Gletschereinsinken als Folge eines positiven Temperaturanstiegs, während kalte Farben, z. B. Blau, eine Gletscherdickenzunahme als Konsequenz eines oftmals negativen Temperaturgradienten darstellen.

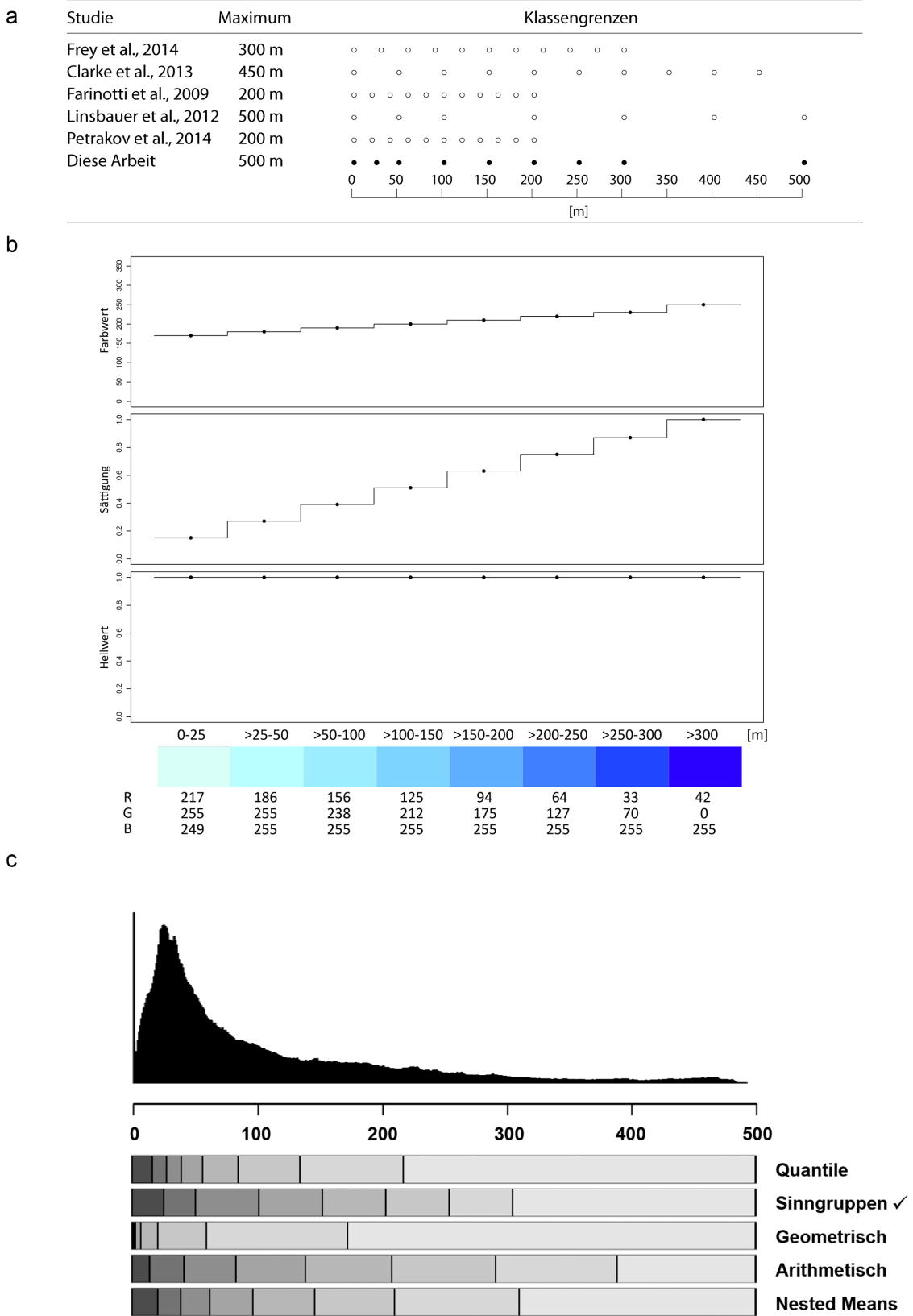
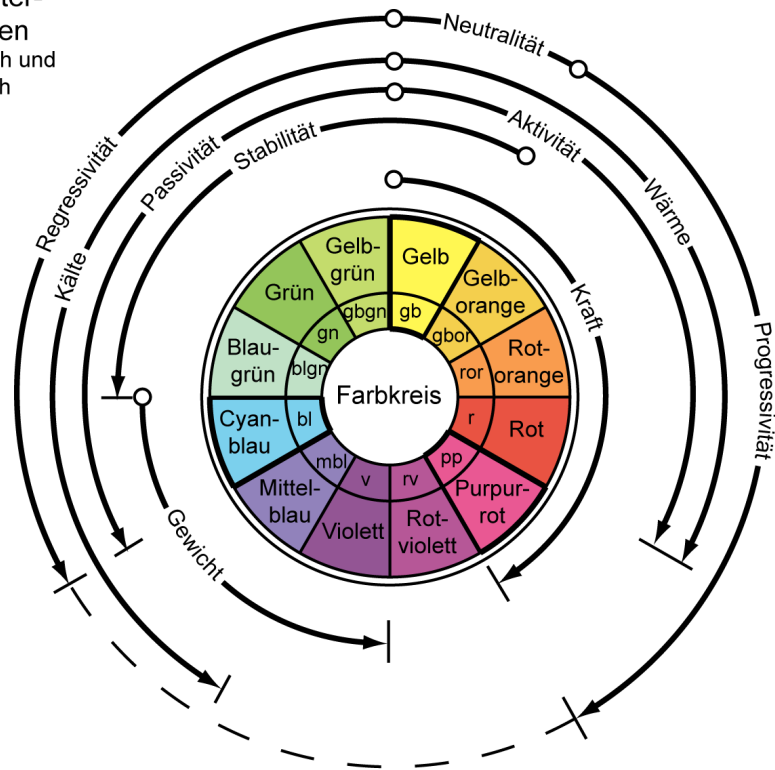


Abbildung 4.5: a. Klassengrenzen zur Darstellung von Eismächtigkeiten im Vergleich; b. Farbwerte; c. Gegenüberstellung unterschiedlicher Verfahren zur Klassengrenzbildung

Leitfarben für Wertunterscheidungen (physiologisch und psychologisch begründet)



Leitfarben für qualitativ-veränderliche Aussagestufen (Festlegungen)

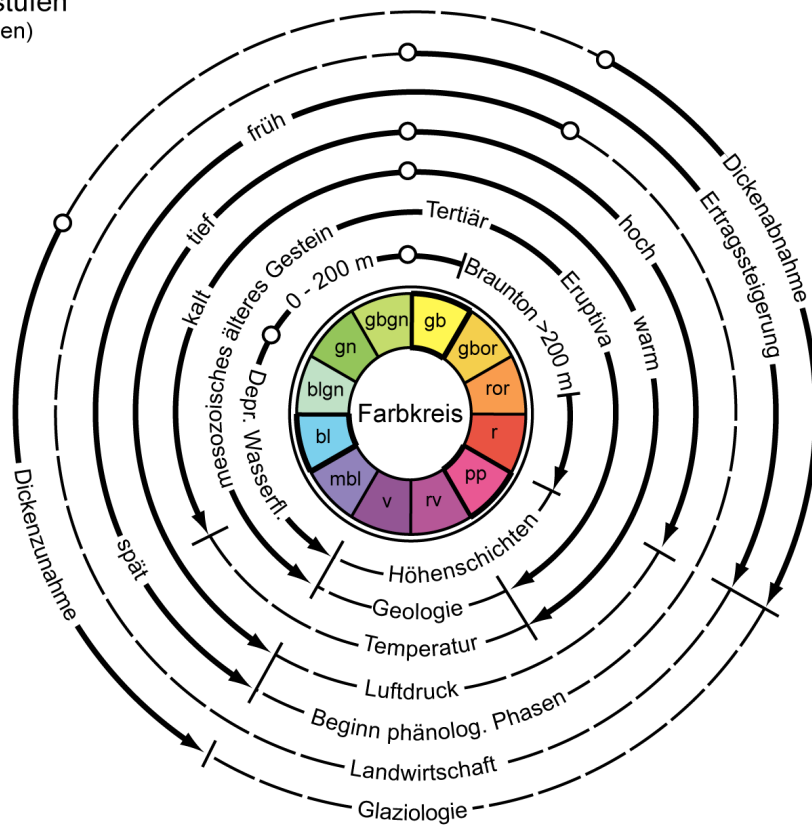


Abbildung 4.6: Leitfarben nach Tanner (Scholz et al., 1983) erweitert durch den Themenbereich der Glaziologie

Kapitel 5

Zusammenfassung der eigenen Arbeiten

Die erzielten und in den drei Publikation PI, PII und PIII veröffentlichten Ergebnisse beruhen auf Daten des amerikanischen KH-9-Hexagon-MC-Systems, der SRTM-Mission, des SPOT-5-Satelliten sowie multi-temporalen Aufnahmen der Landsat-MSS-/TM-/ETM+- und OLI-Sensoren. Zusätzlich kamen terrestrische Daten in Form bodenradargestützter Eisdickenmessungen sowie glaziologische Massenbilanzzeitreihen zur Kalibrierung und Validierung der Ergebnisse zum Einsatz. Das Untersuchungsgebiet der Arbeit umfasst die Einzugsgebiete des Aksu (Sary-Djaz in Kirgistan) und dessen Nebenflüsse. Der Fokus liegt hierbei im Inneren und Zentralen Tien Shan im Grenzgebiet zwischen Kirgistan und China, da diese Region die stärkste Vergletscherung innerhalb des Tien Shan aufweist. Als größter Zufluss des Tarim beeinflusst der Aksu maßgeblich das Wassermanagement in den Oasen am Nordrand der Taklamakan-Wüste.

5.1 Publikation I

Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery

Tino Pieczonka, Tobias Bolch, Wei Junfeng, Liu Shiyin

Zusammenfassung

Die Untersuchung von Hochgebirgsgletschern anhand deklassifizierter optischer Satellitenbilddaten liefert wichtige Erkenntnisse hinsichtlich Gletscherveränderungen über einen Zeitraum von mehr als vier Dekaden. Darüber hinaus erlauben multi-temporale digitale Geländemodelle die Dynamik der Veränderungen zu analysieren und lokale Schwerpunkte mit verstärktem Massenverlust zu identifizieren. Zudem wurde die Eignung deklassifizierter amerikanischer KH-9-Spionagedaten für glaziologische Fragestellungen bisher nicht detailliert betrachtet.

Methodik

Die DGM-Generierung erfolgte durch die Leica Photogrammetry Suite (LPS) sowie PCI Geomatica OrthoEngine. Die dabei verwendeten KH-9-Aufnahmen wurden mittels einer Rahmenkamera aufgenommen. Zur Korrektur der inneren Bildgeometrie finden sich auf den Aufnahmen Reseau-Kreuze, deren Position mit einer Erfolgsquote von etwa 95 % anhand richtungsabhängiger Grauwertgradienten mit Pixelgenauigkeit bestimmt wurden. Anschließend wurden sämtliche Kreuze mittels *Inpaint* durch benachbarte Grauwerte interpoliert. Der Einsatz multi-temporaler DGMs erfordert die Co-Registrierung der jeweiligen Modelle anhand nicht-glazialer Bereiche, welche hinsichtlich ihrer Höhe als stabil angenommen werden. In einem ersten Schritt wurde eine etwaige Verkippung zwischen zwei Modellen, die sich in Bereichen geringer Oberflächenneigung ($\leq 15^\circ$) zeigt, durch eine globale Trendfläche zweiter Ordnung minimiert. Horizontale Lagefehler zeigen sich in der Folge in Bereichen mit einer Neigung $> 15^\circ$. Auf Datenlücken in den Akkumulationsgebieten wurde die Nullannahme angewandt, d. h. fehlende Höhendifferenzwerte werden durch den Wert 0 m ersetzt. Da die Nullannahme auf alle Datensätze angewandt wurde, ist Konsistenz gegeben, womit Aussagen hinsichtlich der zeitlichen Dynamik möglich sind. Aus der Differenzbildung der KH-9-, SRTM- und SPOT-5-Modelle wurden, unter Beachtung der Eindringtiefe des C-Band-Signals und etwaiger Ausreißer, insbesondere in den Akkumulationsgebieten der Gletscher, geodätische Massenbilanzen für 12 Gletscher bestimmt.

Ergebnisse

Im Ergebnis zeigten acht von zwölf untersuchten Gletschern eine negative Massenbilanz in allen drei untersuchten Zeiträumen (1976–1999, 1999–2009 und 1976–2009). Darüber hinaus wiesen insbesondere kleinere Gletscher Massengewinne im Bereich ihrer Zungen auf. Ein-

hergehend mit einer Massenverlagerung vom Akkumulations- in den Ablationsbereich und einer Vergrößerung der Gletscherfläche konnten diese als *surgende* Gletscher identifiziert werden. Für die untersuchten Gletscher betrug der durchschnittliche Massenverlust im Zeitraum 1976–1999 $0,42 \pm 0,23$ m w.e. a⁻¹. Dem gegenüber steht eine deutliche Abnahme in der Periode 1999–2009 mit einem Massenverlust von $0,23 \pm 0,19$ m w.e. a⁻¹. Damit unterscheiden sich die Ergebnisse von vergleichbaren Studien in anderen Hochgebirgsregionen, bei denen eine deutliche Zunahme des Massenverlusts in der letzten Dekade beobachtet wurde. Zur Validierung der Ergebnisse wurden terrestrische Eisdickenmessungen entlang zweier Querprofile aus den Jahren 1981 und 2004 vom Koxkar-Gletscher herangezogen. Der Vergleich mit den entsprechenden Differenzwerten von 1999–2009 zeigte hier eine Zunahme des Gletschereinsinkens, wobei lediglich Rückschlüsse auf das Verhalten im Ablationsgebiet möglich waren. Die mittlere Einsinkrate im Ablationsgebiet für den Zeitraum 1976–2009 war indes vergleichbar mit derjenigen für den Zeitraum 1981–2005. Glaziologische Massenbilanzmessungen aus der letzten Dekade weisen für den Koxkar Gletscher eine zunehmende negative Tendenz auf. Da die Akkumulationsgebiete durch glaziologische Messungen nur unzureichend abgedeckt sind, sind verlässliche Aussagen bezüglich der zeitlichen Dynamik jedoch schwierig. Eine Abnahme des Massenverlusts in der letzten Dekade wird durch klimatologische Beobachtungen gestützt. Innerhalb der letzten Jahrzehnte fand im östlichen Tien Shan ein Wechsel von einem warmen und trockenen Klima hin zu einem warmen und feuchten Klima statt und damit einhergehend ein erhöhter Masseneintrag. Hydrologische Beobachtungen einer Abnahme des Abflusses am Xehera-Pegel sowie die Zunahme des nicht-glazialen Abflusses stützen die Ergebnisse abnehmender Massenverluste im chinesischen Teil des Zentralen Tien Shan in der letzten Dekade. Damit verdeutlicht die Veröffentlichung die Relevanz historischer deklassifizierter Satellitenbilddaten zur Einordnung aktueller Beobachtungen von Gletscherveränderungen. Darüber hinaus unterstreicht sie die Bedeutung für die Detektion innerdekadischer Gletscherdynamiken. Zum einen ermöglichen Zeitschnitte mit einem Zeitfenster <20 Jahre die Identifizierung *surgender* Gletscher als Sonderfall klassischer Hochgebirgsgletscher, zum anderen sind geodätische Gletschermassenbilanzen wichtig zur Validierung und Ergänzung bestehender *in situ* Massenbilanzzeitreihen.

5.2 Publikation II

Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery

Tino Pieczonka, Tobias Bolch

Zusammenfassung

Pieczonka et al. (2013) zielte, vergleichbar anderer Studien in Hochasien, auf die Betrachtung kleiner, klar abgrenzbarer Einzugsgebiete ab. Aufgrund der Spannweite der beobachteten Gletscheränderungen, mit einem stark heterogenen Gletscherverhalten vorstoßender und sich zurückziehender Gletscher, und in Anbetracht der lokalen Aussagekraft der ersten Ergebnisse waren ganzheitliche Aussagen hinsichtlich des Gletscherverhaltens für das gesamte Aksu-Einzugsgebiet bislang nicht möglich.

Methodik

Hexagon KH-9-Daten wurden für das gesamte Aksu-Einzugsgebiet stereoskopisch ausgewertet und mit dem SRTM-Geländemodell zur Ableitung geodätischer Gletschermassenbilanzen für den Zeitraum 1975–1999 verschnitten. Zudem wurden Gletscherflächenänderungen für den Zeitraum 1975–2008 unter Verwendung von Hexagon KH-9, Landsat MSS und Landsat TM Aufnahmen untersucht. Durch die Größe des Untersuchungsgebiets wurde die Co-Registrierung der Geländemodelle auf Grundlage kleiner Einzugsgebiete als vorteilhaft erachtet. Das gesamte Untersuchungsgebiet wurde daher in 24 Teileinzugsgebiete mit einer Größe zwischen 650 km² und 2 700 km² unterteilt und anschließend anhand einer analytischen Beziehung zwischen Oberflächenneigung, Orientierung und der entsprechenden Höhendifferenz auf das als Master verwendete SRTM-Modell registriert. Der Vergleich mit SRTM erfordert zudem die Berücksichtigung der Eindringtiefe des C-Bands in Eis und Schnee. Durch den Vergleich mit ICESat-Daten wurde eine mittlere Eindringtiefe von 2,2 m für schutfreie Gletscherbereiche ermittelt und entsprechend bei der Differenzbildung berücksichtigt. Durch die Verwendung optischer Daten traten insbesondere in den Akkumulationsbereichen Datenlücken und fehlerhafte Höhenwerte auf. Zur Filterung wurde ein höhenbasierter Ansatz entwickelt, welcher als Grundannahme von einer abnehmenden Varianz der Höhendifferenzwerte vom Ablations- zum Akkumulationsgebiet ausgeht. Dieser Annahme gerecht wird eine Filterung auf Basis der Standardabweichung der Höhendifferenzen glazialer Pixel in Kombination mit einem höhenabhängigen Gewichtungsfaktor. Letzterer ergibt sich gebietsspezifisch anhand der maximal vorzufindenden Höhenspanne über eine Sigmoid-Funktion, welche dem nichtlinearen Verhalten von Gletscherdickenänderungsraten vom Ablations- zum Akkumulationsgebiet (Schwitter und Raymond, 1993) Rechnung trägt. Dieser Ansatz stellt eine deutlich realistischere Annahme im Vergleich zur oftmals verwendeten Nullannahme dar, welche von keinen Veränderungen in den Akkumulationsgebieten ausgeht. Datenlücken wurden abschlie-

ßend mittels Kriging geschlossen und gletscherspezifische Massenbilanzen unter Annahme einer mittleren Eisdichte von 850 kg m^{-3} berechnet. Im Ergebnis lagen erstmals regionale Gletschermassenbilanzen für den Zentralen Tien Shan vor.

Ergebnisse

Im gesamten Aksu-Einzugsgebiet wurde für den Zeitraum 1975–1999 eine negative Massenbilanz von $0,35 \pm 0,34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ermittelt. Dieser Wert liegt im globalen Mittel, wobei es räumlich starke Unterschiede gibt. Den höchsten Massenverlust innerhalb des Untersuchungsgebiets gab es mit einer Rate von $0,51 \pm 0,36 \text{ m w.e. a}^{-1}$ im Ak-Shirak-Massiv, während im Gebiet des Inylchek-Gletschers, dem größten Gletscher im Zentralen Tien Shan, ein Massenverlust von lediglich $0,20 \pm 0,44 \text{ m w.e. a}^{-1}$ vorzufinden war. Das räumliche Muster mit einem starken Ost-West- und von innen nach außen gerichteten Gradienten spiegelt sich auch in den beobachteten Gletscherflächenänderungen wider, mit dem stärksten Flächenverlust von $0,27 \pm 0,15 \% \text{ a}^{-1}$ im Ak-Shirak-Gebiet. Insgesamt wurde eine Verringerung der Gletscherfläche von ca. $6\,607 \text{ km}^2$ im Jahr 1975 um $0,11 \pm 0,15 \% \text{ a}^{-1}$ auf $6\,362 \text{ km}^2$ im Jahre 2008 registriert. Zur Einordnung und Validierung der Ergebnisse wurde auf *in situ* Massenbilanzzeitreihen vom Karabatkak-Gletscher zurückgegriffen. Hierbei zeigte sich eine gute Übereinstimmung zwischen geodätischer und glaziologischer Massenbilanz mit Werten von $-0,54 \pm 0,25 \text{ m w.e. a}^{-1}$ und $-0,61 \text{ m w.e. a}^{-1}$. Auf Grundlage der ermittelten Massenbilanzen konnte der glaziale Anteil am Abfluss für den Aksu, dem größten Nebenfluss des Tarim, für den Zeitraum 1975–2000 mit circa 20% bestimmt werden.

5.3 Publikation III

Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan

Tino Pieczonka, Tobias Bolch, Melanie Kröhnert, Juliane Peters, Liu Shiyin

Zusammenfassung

Für ein nachhaltiges Wassermanagement ist, neben Kenntnissen über die räumliche Verteilung der Gletschermassenbilanzen, das in den Gletschern vorhandene absolute Eisvolumen wichtig. Die Abschätzung der Eisdicke unter Beachtung der Massenkontinuität erfordert Annahmen hinsichtlich des gletscherspezifischen Massenbilanzgradienten. Da dieser gerade in entfernten und schwer zugänglichen Hochgebirgsregionen wie dem Zentralen Tien Shan im Regelfall nicht vorliegt, sind einfache Modelle mit wenigen Inputparametern notwendig. Hauptziel ist daher die Entwicklung eines automatisierten Workflows zur Eisdickenabschätzung auf Grundlage von *Glacier branch lines* und unter Annahme laminaren Fließens.

Methodik

Durch Verwendung des Glen'schen Fließgesetzes ergaben sich als Eingangsparameter im Vorfeld der Studie aus multi-temporalen Fernerkundungsdaten abgeleitete Gletscheroberflächengeschwindigkeiten, Gletscherumrisslinien aus dem Aksu-Gletscherinventar und ein digitales Geländemodell sowie daraus abgeleitete Derivate. *Branch lines* wurden anhand des Thiessen-Polygon-Verfahrens und des Dijkstra-Algorithmus als kürzeste Pfade zwischen einem lokalen Gletscherhöhenmaximum und dem Gletscherende bestimmt. Eisdicken wurden nachfolgend entlang der *Glacier branch line* abgeschätzt und abschließend mittels Kriging räumlich über den Gletscher interpoliert. Zur Eisdickenabschätzung kam das in der Literatur häufig verwendete Fließgesetz nach Glen zur Anwendung. Die Scherspannung ergibt sich dabei in Abhängigkeit von der Neigung des Gletscherbetts, der Eisdicke und der dazugehörigen Eisdichte. Saisonale Geschwindigkeitsunterschiede deuteten zudem auf einen nicht zu vernachlässigenden Anteil basalen Gleitens an der Oberflächengeschwindigkeit hin. Auf Grundlage von radarbasierten, punkthaften Eisdickenmessungen wurde dieser Anteil im Bereich der schuttbedeckten Gletscherzungen von Inylchek- und Koxkar-Gletscher mit über 90 % abgeschätzt. In der Eisdickenabschätzung wurde der Anteil basalen Gleitens an der Oberflächengeschwindigkeit durch eine empirische Funktion, welche der Höhenabhängigkeit der basalen Geschwindigkeit Rechnung trägt, approximiert. Um den Einfluss von Druckgradienten in Längsrichtung auf den Gletscherfluss zu berücksichtigen, wurden die Oberflächenneigung und die basale Scherspannung über eine Distanz der ungefähren zeh- bis zwanzigfachen lokalen Eisdicke entsprechend gemittelt. Das gesamte Gletschervolumen ergab sich im Ergebnis mittels räumlicher Interpolation von zuvor über den Gletscher verteilt erstellter Querprofile, deren Form der Gletscherzunge vorgelagerten eisfreien Bereiche entsprechend bestimmt wurde.

Ergebnisse

Die abgeschätzten Eisdicken spiegelten im Ergebnis die mit Bodenradar gemessenen Eisdicken annähernd wider. Die mittleren Eismächtigkeiten lagen indes zwischen 29 % und 45 % unter denen anderer Studien. Die Ergebnisse der Studie ergaben für den Koxkar, Tomur, Kaindy und Südlichen Inylchek Gletscher mittlere Eisdicken von 89 m, 90 m, 77 m und 132 m bei einer maximalen Eisdicke zwischen 253 m und 384 m. Die Ergebnisse zeigten zudem, dass etwa 60 % des gesamten Eisvolumens im Ablationsgebiet und 40 % im Akkumulationsgebiet gespeichert sind. Die Unsicherheit der Eisdickenabschätzung variierte zwischen 30 % und 50 % in Bereichen der Gletscherzunge, für welche unabhängige Vergleichsdaten in Form von GPR-Punkten vorlagen. Hierbei zeigte sich, dass Unsicherheiten beim Wert des temperaturabhängigen Ratenfaktors im Gletschen Fließgesetz nur einen vergleichsweise geringen Einfluss von etwa 10 % bis 15 % auf das abgeschätzte Eisvolumen haben. Wie in Pieczonka und Bolch (2015) gezeigt, weisen die großen schuttbedeckten Gletscher in der Inylchek- und Tomur-Region nur einen geringen Flächenrückgang seit den 1970er Jahren auf. Da zudem die spezifischen Massenbilanzen der Zeiträume 1975–1999 und 1975–2009 ähnlich sind, kann, um den relativen Volumenverlust seit den 1970er Jahren zu ermitteln, die in Pieczonka und Bolch (2015) ermittelte geodätische Gletschermassenbilanz auf die aktuellen Umrisse angewandt werden. Im Ergebnis wurde ein relativer Volumenverlust zwischen 6 % und 28 % ermittelt. In Anbetracht des niedriger abgeschätzten Volumens im Vergleich zu bisherigen Studien stellt dieser Wert eine Obergrenze dar. Insgesamt ist der ermittelte relative Volumenverlust teilweise deutlich geringer als der für den gesamten Tien Shan abgeschätzte Verlust von etwa 27 %.

Kapitel 6

Diskussion

Da die glaziologische Methode im Normalfall auf einzelne Gletscher begrenzt ist, liefern einzig regionale Massenbilanzen aufgrund ihrer großräumigen Abdeckung Auskünfte hinsichtlich der räumlichen Heterogenität von Gletschermassenveränderungen. Der Vergleich multi-temporaler DGMs erfordert deren Co-Registrierung (Nuth und Kääb, 2011) auf ein nach Möglichkeit global verfügbares Geländemodell. Zahlreiche Studien nutzen das zwischen 56° Süd und 60° Nord verfügbare SRTM-Modell und dessen prozessierte, von Datenlücken bereinigte, CGIAR-Version mit einer Auflösung von 90 m (Jarvis et al., 2008). Ein weiteres globales Geländemodell steht mit dem ASTER-GDEM zwischen 83° Süd und 83° Nord mit einer räumlichen Auflösung von 30 m zur Verfügung (Slater et al., 2011). Da sämtliche verfügbare Szenen des ASTER-Archivs aus dem Zeitraum 1999-2008 in die Erstellung einfließen, bildet das GDEM nur gemittelte Höhenwerte ab. Zudem verweisen Slater et al. (2011) auf eine geringe effektive Auflösung sowie auf zahlreiche topographische Artefakte und Anomalien (z. B. fehlerhafte Höhenwerte und Datenlücken in den Akkumulationsgebieten der Gletscher [Huss und Farinotti, 2012]) und empfehlen die Verwendung des GDEM vorrangig für Gebiete außerhalb der SRTM-Abdeckung. Bolch et al. (2017) verweisen indes auf den Nutzen von ASTER-GDEM-Daten zur Massenbilanzbestimmung bei Zeiträumen >10 Jahre. Im Vergleich zu höher aufgelösten Cartosat-1-Daten fanden sie keine signifikanten Unterschiede in den jeweiligen geodätischen Massenbilanzen. Ein weiteres globales Geländemodell steht mit dem *ALOS World 3D* mit einer Auflösung von 30 m zur Verfügung (verfügbar unter <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/>). Dieses spielte bei glaziologischen Untersuchungen bisher jedoch keine Rolle.

Geodätische Gletschermassenbilanzstudien auf Basis multi-temporaler DGMs beschränken sich daher vorrangig auf zwei Betrachtungszeiträume - einer für die Zeit vor und einer für den Zeitraum ab 1999. Eine dritte Periode wird durch die ICESat-Mission definiert. Diese dauerte von 2003 bis 2010. Daher beschränken sich geodätische Massenbilanzen auf Grundlage multi-temporaler Altimetriedaten auf den Zeitraum 2003-2008/2009 (Tabelle 6.1). Für die genannten, die erste Dekade des 21. Jahrhunderts betreffenden Zeiträume wurden daher in den vergangenen Jahren für zahlreiche Hochgebirgsräume Zentralasiens regionale geodätische

Gletschermassenbilanzen bestimmt. Die größten Massenverluste fanden sich hierbei, je nach Studie, im Hengduan Shan im Südosten Tibets (Neckel et al., 2014; Kääb et al., 2015), im östlichen Kunlun Shan (Neckel et al., 2014), den westlichen Ausläufern des Himalaya (Bertier et al., 2007; Gardelle et al., 2013) und im bhutanesischen Teil des Himalaya (Gardner et al., 2013). Einen ausgeglichenen Massenhaushalt bzw. Massengewinn verzeichneten indes die Gletscher im Karakorum und westlichen Kunlun Shan (Gardelle et al., 2013; Kääb et al., 2015). Die für den Zentralen Tien Shan ermittelte Massenbilanz von $-0,22 \pm 0,18 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ist vergleichbar mit den von Gardelle et al. (2013) für Bhutan und den Hengduan Shan im südosten Tibets ermittelten Massenverlusten, jedoch geringer als die von Gardner et al. (2013) für den gesamten Tien Shan für den Zeitraum 2003–2009 ermittelte Massenbilanz von $-0,49 \pm 0,18 \text{ m w.e. a}^{-1}$ und geringer als die mittlere globale glaziologische Massenbilanz für die erste Dekade des 21. Jahrhunderts von $-0,54 \text{ m w.e. a}^{-1}$ (Zemp et al., 2015).

Vergleichbare Regionen weisen jedoch, in Abhängigkeit davon, ob sie altimetrie- oder DGM-basiert untersucht wurden, teils variierende Massenbilanzen auf. Bei der Verwendung altimetrischer Höhendaten spielt vor allem die Zuordnung eines jeden ICESat-Fußabdrucks zu den Klassen Gletscher und Nicht-Gletscher, welche studienabhängig auf Basis anderer Grundlagendaten erfolgt, die entscheidende Rolle. Neckel et al. (2014) und Kääb et al. (2012) nutzen klassifizierte Satellitenbilddaten zur Zuordnung, während Gardner et al. (2013) die jeweiligen RGI-Umriss verwenden. Aufgrund der genannten Abgrenzungsprobleme, Ungenauigkeiten und Mehrdeutigkeiten in Gletscherinventaren, liegen die ermittelten Massenbilanzen bei letztgenannter Zuordnung etwa 20% niedriger (geringerer Massenverlust) als bei einer Klassifizierung auf Basis optischer Satellitenbilddaten (Kääb et al., 2015). Gardner et al. (2013) führten ihre im Vergleich zu glaziologischen Studien geringeren Massenbilanzen auf die Nichtrepräsentativität glaziologischer Massenbilanzen auf regionaler Ebene zurück. Während dies nach Zemp et al. (2015) auch für Zentralasien zutrifft, sind global betrachtet geodätische Massenbilanzen gegenüber ihrem glaziologischen Pendant mit einem negativen Bias behaftet. Bei Kääb et al. (2015) spiegelten sich indes regionale Schwerpunkte von Massengewinn und Massenverlust auch in den entsprechenden glaziologischen Massenbilanzen der dortigen Bezugsgletscher wider. Signifikante Unterschiede zwischen ICESat- und DGM-basierten Studien zeigen sich am Beispiel des Hengduan Shan, des Pamir und der Region des Himachal Pradesh (Tabelle 6.1). Neben unterschiedlichen Studiengrößen und leicht variierenden Untersuchungszeiträumen ist hierbei eine Unterschätzung der Eindringtiefe des C-Bands in Schnee und Firn bei den als Vergleichsdatensatz verwendeten SRTM-Daten maßgebend. In der vorliegenden Arbeit wurde die Eindringtiefe durch den Vergleich mit ICESat-Daten auf $2,2 \pm 1,2 \text{ m}$ für schutfreie Gletscherbereiche und $6,0 \pm 2,2 \text{ m}$ für die Akkumulationsbereiche der Gletscher geschätzt und als konstanter, höhenunabhängiger Wert bei der Differenzbildung berücksichtigt. Die für den Zentralen Tien Shan ermittelten Eindringtiefen sind im Vergleich zu möglichen Eindringtiefen von bis zu 10 m (Kääb et al., 2015) verhältnismäßig niedrig, können aufgrund geringer Winterniederschläge aber als repräsentativ angesehen werden.

Die regionale Aussagekraft glaziologischer Massenbilanzmessungen lässt sich durch den Ver-

gleich mit geodätischen Massenbilanzen bestimmen. Am Beispiel der Spiti-Lahaul-Region, im Westen des Himalaya gelegen, konnte der Chhota-Shigri-Gletscher als regional repräsentativ eingestuft werden. Über einen Zeitraum von 12 Jahren differierten die jeweiligen Massenbilanzen um $0,06 \text{ m a}^{-1}$ (geodätische Massenbilanz vs. regionale geodätische Massenbilanz) bzw. $0,08 \text{ m a}^{-1}$ (glaziologische Massenbilanz vs. regionale geodätische Massenbilanz; Vincent et al., 2013). Im Zentralen Tien Shan weist einzig der Karabatkak-Gletscher langfristige glaziologische Messungen auf. Bei einer Differenz zwischen der gletscherspezifischen glaziologischen und regionalen geodätischen Massenbilanz von $-0,31 \text{ m a}^{-1}$ besitzt er jedoch keine regionale Aussagekraft.

Rückschlüsse auf die Gletscherveränderungen seit den 1960er und 1970er Jahren ermöglichen deklassifizierte optische Fernerkundungsdaten. Großräumige Studien für den Zeitraum vor 1999 finden sich außerhalb der in dieser Arbeit untersuchten Tien-Shan-Region für Teile Alaskas, die Rocky Mountains, die Alpen sowie Teile Patagoniens und der Anden. Für den Himalaya finden sich indes nur lokale Studien, welche weniger als 100 km^2 Gletscherfläche umfassen (Tabelle 6.1). Im Vergleich zu den Hochgebirgsregionen außerhalb Zentralasiens weist der Zentrale Tien Shan mit $0,35 \pm 0,34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ einen vergleichsweise geringen Massenverlust innerhalb der letzten Jahrzehnte auf. Die Ergebnisse bezeugen für die dortigen Gletscher jedoch eine der höchsten Gletschermassenverlustraten innerhalb Zentralasiens, nicht nur innerhalb der letzten Dekade, sondern bereits seit den 1970er Jahren. Deutlich größer sind indes die abgeschätzten Massenverluste für Zentralasien auf Basis glaziologischer Beobachtungen von $0,46 \text{ m w.e. a}^{-1}$ für die Periode 1971–2000, welche jedoch durch die Bezugsgletscher negativ verzerrt sind (Zemp et al., 2015). Vergleichbare Massenverluste wie im Zentralen Tien Shan wurden im selben Zeitraum, beginnend in den 1960ern und 1970ern, innerhalb Hochasiens nur für die Himalayagletscher (Everest-Region und zentraler und östlicher Himalaya) ermittelt. Diese sind jedoch nach wie vor deutlich geringer als die Massenverluste für die Schweizer Alpen im Zeitraum 1985–1999 (Paul und Haeberli, 2008) bzw. Alaska im Zeitraum 1962–2006 (Berthier et al., 2010).

Da nur für wenige Regionen regionale Massenbilanzen für mehr als einen Zeitraum vorliegen, sind Aussagen hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung der Gletschermassenbilanzen nur begrenzt möglich. Global betrachtet lässt sich die Dynamik in Phasen geringer und Phasen starker Massenveränderungen unterteilen. Glaziologische und geodätische Massenbilanzzeitreihen weisen dabei die 1970er Jahren als die Phase mit den geringsten Massenverlusten innerhalb des 20. Jahrhunderts aus, während die erste Dekade des 21. Jahrhunderts den bis dato stärksten Massenverlust vorzuweisen hat. Für Zentralasien belegen glaziologische Massenbilanzzeitreihen den stärksten Massenverlust im Zeitraum 2001–2010 ($0,62 \text{ m w.e. a}^{-1}$), allerdings ohne einen signifikanten Trend die letzten Jahrzehnte betreffend (Zemp et al., 2015). In Bezug auf geodätische Gletschermassenbilanzen innerhalb Zentralasiens weist die Everest-Region zunehmende Massenverluste in der letzten Dekade auf, während sich im östlichen Pamir und Karakorum teils gegenläufige Entwicklungen zeigen. Unterschiedliche Studien deuten hier auf einen ausgeglichenen Zustand der Gletscher hin, nicht nur in der aktuellen

Dekade, sondern ebenso in den vorangegangenen Jahrzehnten seit den 1970er Jahren (Kääb et al., 2015; Bolch et al., 2017).

Tabelle 6.1: Globaler Vergleich geodätischer Massenbilanzen. Zur Vergleichbarkeit wurden alle Massenbilanzen auf eine einheitliche Dichte von 850 kg m^{-3} umgerechnet.

Region	Periode 1			Periode 2			Periode 3		
	ΔT	F km ²	MB m w.e. a ⁻¹	ΔT	F km ²	MB m w.e. a ⁻¹	ΔT	F km ²	MB m w.e. a ⁻¹
Hindu Kush				1999-2008	793	-0,12±0,16 ⁸	2003-2009	9350	-0,18±0,16 ¹³
Himalaya									
Jammu Kashmir							2003-2009	4900	-0,56±0,08 ¹³
Himachal Pradesh				1999-2004	915	-0,80±n.a. ¹	2003-2009	14550	-0,32±0,05 ¹³
Spiti Lahaul				1999-2011	2110	-0,45±0,13 ⁸	2003-2008	9500	-0,42±0,10 ¹²
West-Nepal				1999-2011	908	-0,32±0,13 ⁸	2003-2008	7500	-0,37±0,08 ¹²
Langtang	1974-1999	86	-0,33±0,18 ¹⁸				2006-2015	86	-0,38±0,17 ²¹
Khumbu	1970-2007	62	-0,30±0,08 ³	1999-2011	74	-0,41±0,21 ⁸	2002-2007	50	-0,75±0,49 ³
Everest-Region				1999-2011	1460	-0,26±0,13 ⁸	2003-2008	8500	-0,31±0,09 ¹²
Ostnepal							2003-2009	9550	-0,32±0,05 ¹³
Bhutan				1999-2010	1380	-0,22±0,12 ⁸	2003-2008	3500	-0,76±0,14 ¹²
Karakorum				2003-2008	21000	-0,09±0,05 ¹²	2003-2009	21750	-0,06±0,04 ¹³
Zentrales	1968-2006	2870	-0,01±0,09 ⁵	1999-2008	5615	+0,11±0,22 ⁷	1999-2009	2870	-0,08±0,20 ²¹
Östliches				1999-2010	5330	+0,11±0,14 ⁸			
Westliches				1999-2008	5430	+0,09±0,18 ⁸			
Kunlun Shan									
West				2003-2008	12500	+0,04±0,06 ¹²	2003-2009	9400	+0,14±0,13 ⁹
Ost (zzgl. Qilian Shan)				2003-2009	14500	-0,01±0,10 ⁹	2003-2009	1490	-0,77±0,35 ¹⁵
Tien Shan							2003-2009	14500	-0,49±0,18 ⁹
Zentraler (Tomur)	1976-1999	840	-0,40±0,22 ¹⁹	1999-2009	840	-0,22±0,18 ¹⁹			
Zentraler (Aksu)	1975-1999	6600	-0,35±0,34 ²⁰						
Nördlicher	1964-1999	37	-0,45±0,27 ⁴	1999-2009	37	-0,42±0,66 ⁴			
Alpen	1900-2011	n.a.	-0,31±0,04 ¹¹						
Schweizer Alpen	1985-1999	1120	-0,74±0,39 ¹⁶						
Tibet									
Nord							2003-2009	460	+0,37±0,25 ¹⁵
Tuanjiefeng-Region	1966-1999	160	-0,18±0,03 ²⁴						
Hengduan Shan				1999-2010	1300	-0,22±0,14 ⁸	2003-2009	12020	-0,69±0,36 ¹⁵
Pamir				1999-2011	3180	+0,14±0,13 ⁸	2003-2008	6500	-0,41±0,12 ¹²
Östlicher	1973-1999	273	-0,04±0,42 ¹⁰	1999-2013	273	+0,04±0,27 ¹⁰			
Alaska	1962-2006	87860	-0,45±0,09 ²						
Bering-Gletscher	1972-2003	3560	-1,46±0,17 ¹⁴						
Patagonien									
Chico-Gletscher	1975-1997	190	-1,45±0,47 ²²						
Nordpatagonien	1981-2000	87	-2,39±0,82 ⁶						
Anden									
Nevado Coropuna	1955-2001	123	-0,18±0,26 ¹⁷						
Rocky Mountains									
British Columbia	1985-1999	28830	-0,66±0,16 ²³						

¹ Berthier et al., 2007, ² Berthier et al., 2010, ³ Bolch et al., 2011a, ⁴ Bolch, 2015, ⁵ Bolch et al., 2017, ⁶ Fernández et al., 2010, ⁷ Gardelle et al., 2012a, ⁸ Gardelle et al., 2013, ⁹ Gardner et al., 2013, ¹⁰ Holzer et al., 2015, ¹¹ Huss und Farinotti, 2012, ¹² Kääb et al., 2015, ¹³ Kääb et al., 2012, ¹⁴ Muskett et al., 2009, ¹⁵ Neckel et al., 2014, ¹⁶ Paul und Haeberli, 2008, ¹⁷ Peduzzi et al., 2010, ¹⁸ Pellicciotti et al., 2015, ¹⁹ Pieczonka et al., 2013, ²⁰ Pieczonka und Bolch, 2015, ²¹ Ragettli et al., 2016, ²² Rivera et al., 2005, ²³ Schiefer et al., 2007, ²⁴ Xu et al., 2013

Unter Annahme der Übertragbarkeit der von Gardner et al. (2013) für den gesamten Tien Shan ermittelten Ergebnisse auf den Zentralen Tien Shan würde auf eine Zunahme des Massenverlusts in der letzten Dekade hinweisen. Räumlich betrachtet weist der Tien Shan jedoch die höchsten Massenverluste in den äußeren und geringe Massenverluste in den inneren Bereichen auf. Ein Abbild dessen ist eine weniger negative Massenbilanz in der Tomur-Region im Vergleich zum gesamten Tien Shan, was zudem eine Abnahme des Massenverlusts in der

Tomur-Region im Zeitraum 1999–2009 im Vergleich zum Zeitraum 1976–1999 darstellt. Hierbei wurde eine Eindringtiefe des C-Bands von 0,3 m einbezogen, ermittelt durch den Vergleich mit dem SRTM X-Band. Diese liegt deutlich unter der anhand ICESat ermittelten Eindringtiefe. Die in Pieczonka et al. (2013) publizierten Massenbilanzen für den Zeitraum 1999–2009 sollten daher als Untergrenze des Massenverlusts angesehen werden.

Geodätische Gletschermassenbilanzen auf Grundlage von multi-temporalen digitalen Geländemodellen gehen oftmals mit hohen Unsicherheiten einher, welche mitunter das gemessene Signal übersteigen. Hierbei sind im Allgemeinen die Präzision, die Genauigkeit und die geometrische Auflösung der verwendeten Modelle die maßgeblichen Einflussgrößen auf die zur Ableitung der Massenbilanzen verwendeten Höhendifferenzbilder (Paul et al., 2017). Die absolute Genauigkeit der Geländemodelle ist hierbei weniger entscheidend als deren relative Genauigkeit (Paul et al., 2017). Beide Genauigkeitsangaben beziehen sich in der Regel auf den Vergleich des nicht-glazialen Terrains, welches in der vorliegenden Arbeit als stabil über mehrere Dekaden angenommen wird. Die meisten in der Literatur vorgestellten Methoden zur Unsicherheitsabschätzung basieren ebenfalls vorrangig auf den für nicht-glaziale Bereiche berechneten Höhenänderungen multi-temporaler DGMs. Bei der Mehrzahl der veröffentlichten Studien erfolgt die Untersuchung von Gletscherhöhenänderungen durch den Vergleich eines lokalen mit einem regionalen/globalen Geländemodell wie dem SRTM- oder ASTER-GDEM-Modell. Die letztgenannten sind, sofern ohne topographie- oder situationsbedingte Datenlücken vorliegend, eine Komposition unterschiedlicher Geländemodelle mit jeweils individuellen Fehlern, welche im Ergebnis nicht mehr einzeln aufgelöst werden können (Paul et al., 2017). Grundvoraussetzung für den Vergleich multi-temporaler Geländemodelle ist die Angleichung der geometrischen Auflösung. Während das annähernd global verfügbare SRTM-Modell durch eine mittlere geometrische Auflösung von 90 m gekennzeichnet ist, sind lokale Geländemodelle oftmals deutlich höher aufgelöst mit einer geometrischen Auflösung von teils <5 m (Holzer et al., 2015) und lösen somit auch hochfrequente Neigungsänderungen auf. Im Bereich der Gletscher sind Abweichungen daher vor allem im Bereich starker Neigungswechsel, z. B. im Übergangsbereich vom glazialen zum nicht-glazialen Terrain, zu erwarten, während der Gletscher als solcher oftmals durch eine sehr homogene Topographie ohne abrupte Geländeübergänge gekennzeichnet ist. In der Arbeit wurde daher das SRTM-Modell bikubisch von 90 m auf 30 m resampled, um der geometrischen Auflösung des KH-9-Modells zu entsprechen. Dieses Vorgehen ist vergleichbar zu Gardelle et al. (2013), bei welchem das als Referenz verwendete SRTM-Modell bilinear auf 40 m, der Auflösung des SPOT-5-Vergleichsmodells, resampled wurde. In Bereichen starker Geländekrümmung sind bei der gewählten Resampling-Richtung jedoch größere Abweichungen möglich. Paul et al. (2017) empfehlen daher die Auflösungsanpassung auf Basis des am schlechtesten aufgelösten Geländemodells. Gardelle et al. (2013) führen aus diesem Grund eine nachträgliche Korrektur mittels einer empirischen Beziehung zwischen Höhenänderung und Krümmung durch (Gardelle et al., 2012b), auf welche in der vorliegenden Arbeit verzichtet wurde. Hochge-

birgstopographie auf der einen und die Schnee- und Wolkensituation auf der anderen Seite führen oftmals zu Datenlücken in den zugrunde liegenden Geländemodellen. In der Arbeit erfolgte deren Interpolation innerhalb der erstellten Differenzbilder durch die Verwendung geostatistischer Interpolationsverfahren sowie mittelwertbasiert. Paul et al. (2017) führen als weitere Verfahren die Interpolation von Datenlücken bereits in den jeweiligen Geländemodellen sowie die Interpolation in den Differenzbildern auf Basis einer höhenabhängigen Funktion an, vergleichbar des in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Ansatzes zur höhenabhängigen Ausreißerfilterung. Generell empfehlen Paul et al. (2017) die Interpolation innerhalb der Höhendifferenzbilder, da hierbei der räumlichen Ähnlichkeit von Höhendifferenzen Rechnung getragen wird. Mittelwertbasierte Ansätze sind indes stark von der zugrunde liegenden Stichprobengröße abhängig und können auf Basis von Höhenbändern (Gardelle et al., 2013), Einzelgletschern und lokalen Regionen Anwendung finden. Generell bestimmen Anzahl, Verteilung und Form von Datenlücken das zur Lückenfüllung am besten geeignete Verfahren. Paul et al. (2017) betonen zudem die Relevanz von Artefakten, welche im Rahmen der Differenzbildung und Interpolation Einfluss auf die Ergebnisse nehmen können. Diesem Problem wird in der Arbeit durch eine höhenabhängige Ausreißerfilterung Rechnung getragen, welche das nichtlineare Verhalten von Gletschern berücksichtigt. Abschließende Sicherheit bietet das Verfahren jedoch nicht, da auch innerhalb der finalen Wertespanne Artefakte vorhanden sein können. Gardelle et al. (2013) nutzen indes auf den gesamten Gletscher bezogene, feste Schwellwerte von 80 m, bei nicht-surgenden Gletschern, und 150 m, bei surgenden Gletschern, und im weiteren Verlauf die 3-fache-Standardabweichung zur Eliminierung von Ausreißern innerhalb von 100-m-Höhenbändern. Als konservativ beschreiben Gardelle et al. (2013) die Angabe der Unsicherheit auf Basis der Standardabweichung des jeweiligen Höhenbandes, da hierbei eine Vermischung von Rauschen und realem geophysikalischem Signal vorliegt. Da jedes digitale Geländemodell durch ein Rauschen charakterisiert ist, untersuchen Koblet et al. (2010) anhand des Student-t-Tests, ob die auf dem Gletscher gemessenen Höhenänderungen signifikant gegenüber Höhenänderungen im nicht-glazialen Gebiet sind. Die mittlere Abweichung nicht-glazialer Bereiche stellt hierbei den systematischen Fehler dar. In der vorliegenden Arbeit wurde dieser als Ergebnis der Co-Registrierung korrigiert. Als Maß für die Unsicherheit findet sich in der Literatur am häufigsten der Standardfehler, welcher sich ergibt aus dem Verhältnis von mittlere Höhenabweichung und der Wurzel aus der Anzahl der zugrunde liegenden Pixel. Für den Standardfehler müssen die Werte der Stichprobe voneinander unabhängig, d. h. räumlich unkorreliert sein (Koblet et al., 2010; Gardelle et al., 2013). Das Prinzip der geographischen Nähe, ausgedrückt durch die Autokorrelation, ist hierbei von entscheidendem Einfluss, um eine realistische Unsicherheitsannahme treffen zu können. Generell können Ungenauigkeiten räumlich korreliert oder unkorreliert sein. Beide Annahmen finden sich in der Literatur. Beispielfür den ersten Fall wäre die Angabe der Standardabweichung auf Grundlage gemessener Punkthöhenfehler. Im zweiten Fall, der Annahme, dass alle Fehler zufällig und räumlich unkorreliert sind, reduziert sich der Fehler um den Faktor der Stichprobengröße. Auf das Problem der Autokorrelation wird in Rolstad

et al. (2009) und Fischer et al. (2015) detailliert eingegangen. Der Einfluss der Autokorrelation ist unter anderem abhängig von der räumlichen Auflösung der zugrunde liegenden Geländemodelle und der Betrachtungsgröße der zu untersuchenden Gletscher. Um die Autokorrelationsdistanz zu ermitteln sind die Semivariogramm-Analyse (Fischer et al., 2015) und Moran's-I-Autokorrelations-Index (Gardelle et al., 2013) geeignet. Für den Himalaya fanden Gardelle et al. (2013) eine Autokorrelationsdistanz von rund 500 m, für die Schweizer Alpen lag diese nach Fischer et al. (2015) bei circa 400 m. Vergleichbar zu den genannten Studien wurde in der vorliegenden Arbeit für die Autokorrelation eine Distanz von 400 m angenommen. Im Unterschied dazu lag der Unsicherheitsbetrachtung bei Koblet et al. (2010) die Annahme zugrunde, dass Pixel bei niedriger geometrischer Auflösung (100 m) räumlich unkorreliert sind bzw. dass eine etwaige Autokorrelation in dem Fall vernachlässigbar ist. Mittels einer Monte-Carlo-Simulation wurden zusätzlich Neigungseinflüsse berücksichtigt. Im Ergebnis zeigte sich eine positive Korrelation zwischen Standardabweichung und Oberflächenneigung. Die Wahrscheinlichkeit, dass die beobachteten Höhenänderungen nicht von zufälligen Fehlern unterscheidbar sind, ist demnach in den steilen Bereichen der Akkumulationsgebiete am größten. Die finale Unsicherheit ergibt sich bei Gardelle et al. (2013) durch die quadratische Aufsummierung der Einzelfehler je Höhenband, mit anschließender Aufsummierung über alle Höhenbänder, unter der Annahme, dass diese 100 % voneinander abhängig sind. Dabei zeigte sich eine Dominanz des Fehlers der Radareindringtiefe. Die ermittelte Unsicherheit lag dabei im Bereich von $0,1 \text{ m w.e. a}^{-1}$. Für die Unsicherheitsangabe der gletscherspezifischen geodätischen Gletschermassenbilanzen unterscheiden Fischer et al. (2015) in Abhängigkeit der Gletschergöße, ob der Höhenfehler vollständig korreliert oder unkorreliert ist. Daraus resultierend geben sie die gletscherspezifische Unsicherheit Rolstad et al. (2009) folgend an, unter Einbeziehung der Standardabweichung des den Gletscher umgebenden stabilen Terrains. Im Ergebnis ergab sich eine durchschnittliche Unsicherheit von $\pm 0,07 \text{ m w.e. a}^{-1}$. In der vorliegenden Arbeit wurde die Unsicherheit durch die quadratische Aufsummierung der Einzelfehler für regionale Einzugsgebiete ermittelt und innerhalb dieser für jeden Gletscher als identisch angenommen. Da im Ergebnis vorrangig die regionale geodätische Gletschermassenbilanz von Interesse war, sind etwaige Über- oder Unterschätzungen bei Einzelgletschern nicht auszuschließen und sollten in einer weiterführenden Arbeit detailliert betrachtet werden.

Die mittlere Eisdicke der in der Arbeit betrachteten Talgletscher wurde zwischen 89 m und 132 m abgeschätzt. Da große Gletscher generell ein höheres Volumen vorweisen, liegt die durchschnittliche Eisdicke über der modellbasiert für Zentralasien ermittelten mittleren Eismächtigkeit von 77 m (Huss und Farinotti, 2012). Fanden Huss und Farinotti (2012) ein um 63 % geringeres Eisvolumen für Zentralasien im Vergleich zu *Volume-Area-Scaling*, lag dieser Unterschied bei den großen Tien-Shan-Gletschern dieser Arbeit bei 58 % und spiegelt somit ebenfalls die Überschätzung von *Volume-Area-Scaling* wider. Im Vergleich zu neigungs-basierenden Ansätzen (Linsbauer et al., 2012) lag der Unterschied indes bei nur -36% und somit im Unsicherheitsbereich der jeweiligen Studien.

Tabelle 6.2: Globaler Vergleich relativer Volumenverluste

Region	Periode	Volumenverlust %	Methode	Referenz
Ost Rathong, Östlicher Himalaya	1962-2011	20	V-A-Scaling	Agrawal und Tayal, 2013
Parlung No. 12, SO Tibet	2006-2010	39	GPR	Yao et al., 2012
NW Himalaya	1975-2000	18	V-A-Scaling	Frauenfelder und Kääb, 2009
Nyainqentanglha Gebirgskette	1975-2000	20	V-A-Scaling	Frauenfelder und Kääb, 2009
Kangwure Gletscher, Zentraler Himalaya	1974-2008	48	V-A-Scaling und GPR	Ma et al., 2010
Nevado Coropuna	1955-2002	18	GPR	Peduzzi et al., 2010
Yala Gletscher, Langtang	1982-2009	40	GPR	Sugiyama et al., 2013
Columbia Gletscher, Alaska	1957-2007	55	Modellierung	McNabb et al., 2012

Angaben zum relativen Volumenverlust erfolgen in der Literatur auf regionaler Ebene auf Grundlage von *Volume-Area-Scaling* bzw. auf Gletscherebene auf Basis feldbasierter Mächtigmessungen. Der in dieser Arbeit für die großen schuttbedeckten dendritischen Gletscher ermittelte relative Volumenverlust von 6 % bis 16 % liegt unterhalb der für Regionen Tibets und des Himalayas ermittelten relativen Volumenverluste (Tabelle 6.1). Neben dem im Verhältnis zur Gletscherfläche deutlich größeren Gletschervolumen zeigen sich die Auswirkungen einer den Gletscher schützenden Schuttbedeckung. Da im Rahmen dieser Arbeit keine relativen Volumenverluste für schutfreie Gletscher im Zentralen Tien Shan untersucht wurden, ist die Vergleichbarkeit mit den in der Literatur gefundenen Werten nur bedingt möglich. Modellbasierte Ergebnisse für den Tien Shan auf regionaler Ebene zeigen relative Verluste von etwa 25 % seit den 1960er und 1970er Jahren (Farinotti et al., 2015). Diese sind vergleichbar mit den abgeschätzten Volumenverlusten von etwa 29 % (1943–2003) für das im Inneren Tien Shan gelegene Ak-Shirak-Massiv (Aizen et al., 2007) und circa 20 % (1959–2003) für den Urumqi-No.-1-Gletscher (Jing et al., 2006). Auf Einzelgletschern basierende Untersuchungen ergaben indes Volumenverluste von 40 % bis 50 % (Tabelle 6.1), vorrangig für Gletscher im Himalaya. Die Ergebnisse dieser Arbeit sind damit als Untergrenze für den Zentralen Tien Shan zu werten und die Untersuchung weiterer, auch schutfreier Gletscher, sollte Bestandteil zukünftiger Arbeiten sein.

Doch inwieweit sind KH-9-Daten im Allgemeinen für die Untersuchung von Gletscherhöhenänderungen geeignet? Die Ableitung geodätischer Gletschermassenbilanzen aus optischen Fernerkundungsdaten muss drei wesentlichen Gesichtspunkten genügen:

- *Aufnahmezeitpunkt am Ende der Ablationsperiode*
- *Geringe Wolkenbedeckung und niedriger Anteil an vorrangig topographisch bedingten Schlagschatten*
- *Geometrisches Auflösungsvermögen von unter 10 m, um die Topographie von Hochgebirgsgletschern, welche hauptsächlich Größen kleiner ($<1\text{ m}^2$) und mittlerer Größe (1 km^2 bis $<5\text{ km}^2$) aufweisen (Abbildung 3.6), abbilden zu können*

Wie in der Arbeit dargelegt, genügen Aufnahmen der amerikanischen KH-9-MC-Mission die-

sen Ansprüchen und sind somit geeignet, um geodätische Gletschermassenbilanzen abzuleiten. Die erstellten Geländemodelle bilden die Gletschertopographie hinreichend genau ab, sind hierbei allerdings von Datenlücken, welche vorrangig in den Akkumulationsgebieten der untersuchten Gletscher auftreten, gekennzeichnet. Für den im SuMaRiO-Projekt relevanten Großraum der Taklamakan-Wüste zeigt Abbildung 6.1, in Abhängigkeit der jeweiligen KH-9-Mission, die generelle Verfügbarkeit von MC-Daten zum Ende der Ablationsperiode (Oktober-Dezember) im Zeitraum 1973-1980. Hierbei stechen vor allem die Missionen 1207, 1209 und 1211 aus den Jahren 1973, 1974 und 1975 hervor, welche den höchsten Anteil an Aufnahmen zum Ende der Ablationsperiode beisteuern. Aufgrund geringer Winterniederschläge in den vor allem am Nordrand der Taklamakan angrenzenden Gebirgsregionen genügen auch Daten der Periode JFM (Januar-März) der ersten Anforderung und benötigen bei der Berechnung geodätischer Gletschermassenbilanzen keine saisonale Korrektur. Einzig die Missionen 1205 und 1211 aus den Jahren 1973 und 1976 liefern hier Daten. Geringe Winterniederschläge (<15% des Jahresniederschlags) gehen zudem oftmals mit geringer Wolkenbedeckung einher. Durch die geographische Breite bedingt (42° bis 43° Nord) sind Schlagschatten allerdings in allen Aufnahmen anzutreffen. Angaben zur exakten Aufnahmezeit finden sich in den Metadaten der Aufnahmen nicht, weswegen hierzu keine detailliertere Auswertung möglich ist. Die geometrische Auflösung von 7,6 m ist, wie in der Arbeit gezeigt, geeignet, um auch Gletscher kleiner bis mittlerer Größen (<1 km²) adäquat abzubilden. Am Beispiel des Karabatkak-Gletschers (2,5 km²) konnte dementsprechend die glaziologische Gletschermassenbilanz durch die geodätische Gletschermassenbilanz bestätigt werden.

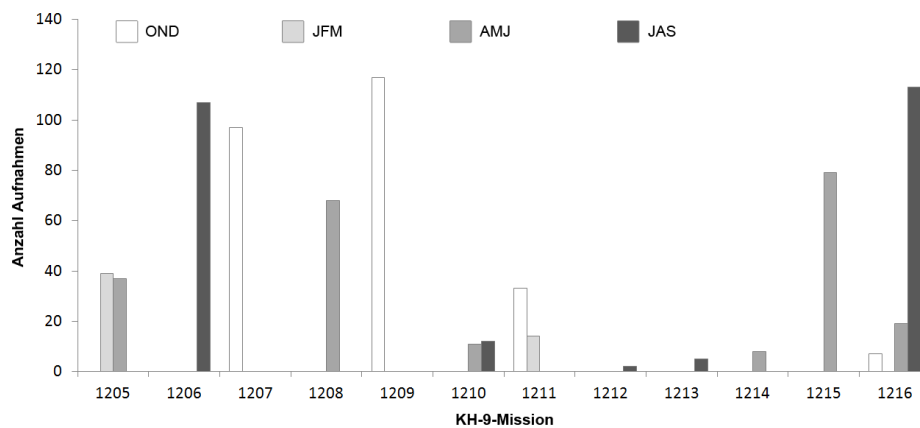


Abbildung 6.1: Saisonale Anzahl an KH-9-MC-Aufnahmen pro Mission im SuMaRiO-Untersuchungsgebiet

Generell ist die erste Hälfte der 1970er Jahre vorrangig durch Winterdaten, die zweite Hälfte der 1970er Jahre durch Daten aus dem Frühjahr und Sommer charakterisiert.

Kapitel 7

Fazit und Ausblick

Die Untersuchung von Hochgebirgsgletschern mittels deklassifizierter optischer Satellitenbilddaten liefert wichtige Erkenntnisse hinsichtlich Gletscherveränderungen über einen Zeitraum von mehr als vier Dekaden. Darüber hinaus erlauben es multi-temporale digitale Geländemodelle die Dynamik der Veränderungen zu analysieren und lokale Schwerpunkte mit verstärktem Massenverlust und Massengewinn zu identifizieren. Mit den in der Arbeit verwendeten Daten konnte erstmals ein flächendeckendes Bild von Gletscherveränderungen im Zentralen Tien Shan gewonnen werden. Zugleich konnte das Potential von Daten des Hexagon-MC-Systems aufgezeigt werden, welches seither in zahlreichen weiteren Studien zur Quantifizierung von Gletschermassenänderungen in Zentralasien eingesetzt wurde (Maurer et al., 2016; Bolch et al., 2017; Zhou et al., 2017). Des Weiteren wurden wichtige Erkenntnisse zur Dynamik der Gletscherveränderungen in den vergangenen Dekaden gewonnen. Zur detaillierten Beantwortung der in Kapitel 1 aufgeworfenen Fragen werden im Folgenden die im Rahmen der Arbeit erstellten Publikationen herangezogen.

1. Wie lassen sich mittels deklassifizierter optischer Fernerkundungsdaten regionale geodätische Gletschermassenbilanzen für den Zeitraum ab den 1970er Jahren bestimmen?

Deklassifizierte optische Fernerkundungsdaten bilden einen einzigartigen Datensatz zur Veränderungsanalyse und wurden bereits mehrfach in lokalen Studien zur Quantifizierung von Gletschermassenveränderungen eingesetzt (Bolch et al., 2008a; Agrawal und Tayal, 2013). MC-Daten der amerikanischen KH-9-Mission bieten im Unterschied zu Corona-Panoramaaufnahmen den Vorteil einer vergleichsweise einfachen Bildgeometrie bei zeitgleich hoher räumlicher Abdeckung. Obwohl bereits seit 2002 verfügbar, traten Hexagon-Daten für glaziologische Fragestellungen erstmals in einer 2010 erschienenen Studie in Erscheinung (Surazakov und Aizen, 2010). Geometrische Verzerrungen lassen sich bei MC-Daten über ein abgebildetes Réseau-Gitter minimieren. In dieser Arbeit wurden die Positionen der einzelnen Kreuze mittels eines in Python 2.6 implementierten Algorithmus pixelgenau bestimmt. Durch die Semi-Automatisierung, welche mit wenig Nutzerinteraktion auskommt, konnte die Vorverarbeitung von KH-9-Daten wesentlich vereinfacht und bereits wiederholt erfolgreich bei späteren Studien zu Gletscherveränderungen im Karakorum (Bolch et al., 2017) eingesetzt werden. Um die

Vergleichbarkeit multi-temporalen DGMs zur Abschätzung geodätischer Massenbilanzen zu gewährleisten, ist die Beseitigung horizontaler und vertikaler Lageversätze erforderlich, welche im Rahmen der sogenannten Co-Registrierung erfolgt. Bereits publizierte Ansätze (Nuth und Käab, 2011) wurden dafür übertragen und angepasst. Da sich oftmals sowohl Verkippungen als auch Lageversätze zeigten, wurde die Co-Registrierung auf Grundlage neigungsabhängiger Faktoren zweistufig umgesetzt. Vollständig automatisiert wurde das Verfahren seither regional und lokal zur Co-Registrierung verwendet (Shangguan et al., 2015; Agarwal et al., 2017; Mukherjee et al., 2017). Es zeigte sich allerdings, dass die Co-Registrierung großräumig zuweilen keine zufriedenstellenden Ergebnisse liefert und eine Registrierung auf Grundlage kleinräumiger Einzugsgebiete zweckmäßiger ist. Ein wesentliches Problem stellen zudem Ausreißer in den Höhendifferenzbildern dar. Zur Filterung wurde ein höhenabhängiger und varianzbasierter Ansatz entwickelt, der eine deutlich realistischere Annahme im Vergleich zur oftmals verwendeten Nullannahme darstellt. Dieser Ansatz wurde außerdem in der 2016 erschienenen Arbeit von Bhattacharya et al. (2016) zur Ausreißerfilterung am Gangotri-Gletscher im indischen Himalaya wiederholt eingesetzt.

2. Wie hoch ist der Massenverlust und hat der gegenwärtig zu beobachtende Gletschermassenverlust in der letzten Dekade an Intensität gewonnen oder lassen sich gegenteilige Muster beobachten?

Für das Aksu-Einzugsgebiet wurde für den Zeitraum 1975–1999 eine durchschnittliche Massenbilanz von $-0,35 \pm 0,34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ermittelt. Diese ist vergleichbar mit dem auf glaziologischen Massenbilanzmessungen beruhenden globalen Durchschnitt der Periode 1976–2005. Räumlich betrachtet fanden sich die höchsten Massenverluste in den Außenbereichen des Zentralen Tien Shan, wo zeitgleich die höchsten Gletscherflächenänderungen gemessen wurden. Zudem zeigte sich, dass schuttbedeckte Gletscher bei nur relativ geringer Flächenabnahme signifikant an Masse verloren haben. Die zeitliche Dynamik betreffend zeigten sich am Beispiel von zwölf Gletschern südlich des Tomur Peak sowohl im Zeitraum 1976–1999 als auch in der anschließenden Periode von 1999–2009 starke mittlere Massenverluste, wobei die Massenbilanz im Zeitraum 1999–2009 um 45 % niedriger lag und keiner der untersuchten Gletscher eine Zunahme des Massenverlustes aufwies. Eine starke Heterogenität wurde bei der Betrachtung der Einzelgletscher sichtbar. Dabei wiesen insbesondere im Zeitraum 1999–2009 kleinere Gletscher positive Massenbilanzen auf. Geringere Massenverluste in der letzten Dekade werden durch klimatologische Beobachtungen gestützt. Indizien deuten darauf hin, dass innerhalb der letzten Jahrzehnte im östlichen Tien Shan ein Wechsel von einem warmen und trockenen hin zu einem warmen und feuchten Klima stattfand und damit einhergehend ein erhöhter Masseneintrag. Hydrologische Beobachtungen einer Abnahme des Abflusses am Xehera-Pegel sowie die Zunahme des nicht-glazialen Abflusses stützen die Ergebnisse abnehmender Massenverluste im chinesischen Teil des Zentralen Tien Shan in der letzten Dekade.

3. *Wie hoch sind die relativen Volumenänderungen seit den 1970er Jahren? Wie können diese durch eine Kombination einfacher Modelle zur Eisdickenabschätzung und ermittelter Gletschermassenbilanzen quantifiziert werden?*

Der relative Volumenverlust seit den 1970er Jahren wurde für die vier größten Gletscher im Zentralen Tien Shan zwischen 6 % und 28 % auf Grundlage des modellierten Eisvolumens und der geodätischen Gletschermassenbilanzen abgeschätzt. In Anbetracht des niedriger geschätzten Volumens im Vergleich zu bisherigen Studien stellen diese Werte jeweils eine Obergrenze dar. Insgesamt ist der ermittelte relative Volumenverlust teilweise deutlich geringer als der für den gesamten Tien Shan abgeschätzte Verlust von etwa 27 % (Farinotti et al., 2015).

Anlass zur Entwicklung eines optimierten Ansatzes zur Eisdickenabschätzung waren Beobachtungen von Überschätzungen der Gletscherdicke in Bereichen flach geneigter Gletscherzungen bei rein neigungsbasierten Modellansätzen, welche das basale Gleiten vollständig vernachlässigen. Anhand gemessener Eisdicken, fernerkundlich abgeleiteter Gletscherfließgeschwindigkeiten und der Oberflächenneigung, als Näherung der Neigung des Gletscherbetts, konnte ein empirischer Zusammenhang zur Abschätzung des Anteils basalen Gleitens abgeleitet werden, welcher zudem der Höhenabhängigkeit des basalen Gleitens Rechnung trägt. Dem liegt die Annahme zugrunde, dass im Bereich der Akkumulationsgebiete kaltes Eis dominiert und somit, im Unterschied zum Ablationsbereich, kein basales Gleiten stattfindet. Die abgeschätzten Eisvolumen lagen im Ergebnis 30 % bis 40 % unter denen neigungsbasierter und 50 % bis 65 % unter denen skalierungsbasierter Ansätze. Mit einer mittleren Abweichung von etwa 50 m spiegelten die abgeschätzten Eisdicken die mit Bodenradar gemessenen Eisdicken unter Berücksichtigung des jeweiligen Unsicherheitsbereichs annähernd wider.

Der in der Arbeit betrachtete Untersuchungszeitraum umfasst circa 25 Jahre. Innerdekadische Veränderungen, welche insbesondere in Anbetracht der identifizierten *surgenden* Gletscher Auskunft über deren Zyklus und Dynamik geben würden, können dabei nur bedingt betrachtet werden. Zudem lassen sich bei den untersuchten beiden Zeiträumen nur näherungsweise Aussagen bezüglich der Dynamik der beobachteten Veränderungen treffen. Zukünftig ist daher eine Verdichtung der Zeitreihe, insbesondere für die 1980er und 2010er Jahre anzustreben. Hierfür geeignet sind in erster Linie Daten des russischen KFA-1000-Sensors sowie der aktuellen TanDEM-X-, Pleiades- und SPOT-6-Mission. Während bei TanDEM-X davon auszugehen ist, dass diese zukünftig SRTM-Daten als Referenzdaten ablösen und großflächig zum Einsatz kommen werden, ist bei den KFA-1000-Daten die Verfügbarkeit eingeschränkt. Recherchen ergaben, dass die analogen Daten zwar archiviert, aber gegenwärtig nicht bzw. kaum zugänglich sind. Das Eisvolumen und dessen relative Änderung für den gesamten Tien Shan wurde im Jahr 2015 auf Grundlage von GRACE- und ICESat-Daten sowie glaziologischen Massenbilanzzeitreihen ausgewählter Gletscher modelliert (Farinotti et al., 2015). Der abgeschätzte Massenverlust von 27 ± 15 % liegt dabei deutlich über dem für die großen dendritischen Talgletscher in dieser Arbeit abgeschätzten Verlust von 6 % bis 16 %, unter Annahme einer konstanten Dichte. Dieser entspricht in etwa dem geschätzten globalen Eis-

massenverlust von 6,5 % im Zeitraum 1961–2012 (Farinotti et al., 2015). Die Auswirkungen des moderaten Massenverlusts im Zentralen Tien Shan auf die Wasserverfügbarkeit am Nordrand der Taklamakan-Wüste sollte Bestandteil weiterer Untersuchungen sein. Zudem ist im Hinblick auf die Entstehung proglazialer Seen und deren Gefährdungspotential die räumliche Verteilung der Eismächtigkeiten essentiell. Hierzu liegen gegenwärtig nur für wenige Gletscher im Zentralen Tien Shan feldbasierte Messungen vor. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass bisherige Ansätze zuweilen zu einer deutlichen Überschätzung der Eismächtigkeiten neigen. Basale Geschwindigkeiten und Scherspannungen können mittels fernerkundlicher Daten nur näherungsweise bestimmt werden. Inwieweit der in der Arbeit ermittelte empirische Zusammenhang zwischen basaler Scherspannung auf der einen und der Oberflächengeschwindigkeit und der Neigung auf der anderen Seite auf andere, z. B. einfache Talgletscher, übertragbar ist, sollte Bestandteil weiterer Arbeiten sein. Auch zur Abschätzung des glazialen Anteils am Gesamtabfluss, welcher mit etwa 20 % für den Aksu geschätzt wurde, liefern geodätische Gletschermassenbilanzen wichtige Angaben. Die Fortführung und Verdichtung bestehender Zeitreihen ist daher unumgänglich.

Wie bereits einleitend erwähnt, wurde die Arbeit im Rahmen des Verbundprojekts SuMaRiO, dessen übergeordnetes Ziel ein nachhaltiges Landnutzungs- und Wassermanagements am Nordrand der Taklamakan-Wüste ist, durchgeführt. Große Bedeutung fällt dem Bewässerungsfeldbau in der Region zu, welcher im Unterlauf des Aksu etwa 20 % des Gesamtabflusses verbraucht (Krysanova et al., 2015). Die in der Arbeit ermittelten geodätischen Gletschermassenbilanzen wurden in weiterer Folge zur Kalibrierung hydrologischer Modelle verwendet, deren Ziel es war Änderungen des Abflusses in Gebirgseinzugsgebieten des Aksu und mögliche zukünftige Änderungen des Wasserhaushalts abzuschätzen. Der Gesamtabfluss wird kurzfristig, von fortschreitender Gletscherschmelze und steigenden Temperaturen beeinflusst (Krysanova et al., 2015), weiter zunehmen. Aufgrund zunehmender Verdunstung wird für das ausgehende 21. Jahrhundert, trotz zunehmender Niederschläge, vor allem im chinesischen Teil des Aksu-Einzugsgebiets (Krysanova et al., 2015) jedoch eine Abnahme des Gesamtabflusses erwartet (Duethmann et al., 2016), welche bei langfristigen Planungen im Bereich des Landnutzungs- und Wassermanagements zu berücksichtigen ist.

Kapitel 8

Publikationen

8.1 Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery

Eigenanteil

Der Verfasser zeichnet für die gesamte Prozessierung und stereoskopische Auswertung der verwendeten Satellitenbilddaten ebenso wie für die Unsicherheitsanalyse verantwortlich. Die Konzeption und das Verfassen des Artikels wurden durch den Erstautor vorgenommen. Alle Co-Autoren trugen zur Diskussion der Ergebnisse und des Manuskripts bei.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2013 unter dem Titel “Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery“ im Journal *Remote Sensing of Environment* und ist unter doi: 10/ck9m abrufbar.

Zitation

Pieczonka, T., T. Bolch, J. Wei und S. Liu (2013). *Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery*. *Remote Sensing of Environment*, 130, 233-244, doi:10/ck9m.



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse

Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery

Tino Piczonka ^{a,*}, Tobias Bolch ^{a,b}, Wei Junfeng ^c, Liu Shiyin ^c

^a Institute for Cartography, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

^b Department of Geography, University of Zurich, 8057 Zurich, Switzerland

^c State Key Laboratory of Cryosphere and Environment, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 May 2012

Received in revised form 16 November 2012

Accepted 17 November 2012

Available online xxxx

Keywords:

DTM

Change assessment

Geodetic glacier mass budget

Central Tien Shan

SPOT-5

KH-9 Hexagon

ABSTRACT

The meltwater released by the glaciers in the Aksu-Tarim Catchment, south of Tomur Peak (Central Tien Shan), feeds the Tarim River which is the main artery for the oases at the northern margin of the Taklamakan desert. The correct modeling of the contribution of the glaciers meltwater to the total runoff of the Tarim River is hampered by the lack of mass balance data. Multi-temporal digital terrain models (DTMs) allow the determination of volume changes for large samples of glacier. Here, we present the mass changes for 12 glaciers using 1976 KH-9 Hexagon, 2000 SRTM3 and 2009 SPOT-5 datasets. The results show that most of the glaciers have been losing mass since 1976. The largest glaciers, Koxkar and West Qongterang, lost -0.27 ± 0.15 m w.e.a⁻¹ and -0.43 ± 0.15 m w.e.a⁻¹ between 1976 and 2009, despite thick debris cover. However, some smaller glaciers show mass gain at their tongues indicating glacier surges. Using SRTM3 data the volume gain of Qinqingtan Glacier No. 74 could be dated to the time period 1999–2009. The overall mass budget of -0.33 ± 0.15 m w.e.a⁻¹ (for 1976–2009) of the investigated glaciers is within the variability range of the global average. However, in the recent years (1999–2009) a slightly decelerated mass loss of -0.23 ± 0.19 m w.e.a⁻¹ could be observed.

© 2012 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

The Tarim River in the northwestern part of China is nourished to a high degree by glacier meltwater (Kaser et al., 2010; Mao et al., 1998) and he is the main artery for the oases at the northern margin of the Taklamakan desert. Changes in glacier melt can therefore alter the runoff of the whole Tarim River. Several studies have reported an accelerated glacier retreat and mass loss in the Tien Shan Mountains (Kutuzov & Shahgedanova, 2009; Narama et al., 2010; Sorg et al., 2012; Wang et al., 2009; Xie et al., 2007). Runoff measurements for Aksu River indicate in general an increase of runoff (Fan et al., 2011). However, at Xehera station a deceleration of annual runoff in the last decade comparing to the decades before 2000 were measured (Yu et al., 2011). The contribution of glacial melt, however, is fuzzy and hard to quantify.

Therefore, changes in glacier coverage and mass in the Tien Shan Mountains and in Central Asia should be monitored continuously. While area and length changes can be derived relatively easy from remote sensing imagery (Bhambri & Bolch, 2009; Bolch et al., 2010; Paul et al., 2004; Zhou et al., 2009), only changes in glacier thickness can directly be related to glacier mass changes and the hydrology.

Multi-temporal digital terrain models (DTMs) were shown to be suitable to assess glacier mass changes (Aizen et al., 2006; Berthier et al., 2007; Bolch et al., 2011; Miller et al., 2009). However, missing reliable ground truth in remote mountainous areas hamper the generation of precise elevation datasets. Therefore, several studies related to glacier thickness change calculations rely on ancient topographic maps (Wang et al., 2009) or recent satellite datasets with appropriate sensor and orbit parameters. SPOT-5 stereoscopic imagery, in particular, was proved to be suited to monitor glacier elevation changes (Berthier & Toutin, 2008).

The declassification of Corona and KH-9 Hexagon reconnaissance satellite imagery in 1995 and 2002 offers a huge potential for DTM generation representing conditions in the past (Piczonka et al., 2011; Surazakov & Aizen, 2010). In comparison to Corona imagery, KH-9 Hexagon offers the advantage of larger footprints without complex panoramic distortions while preserving a high spatial resolution of 6–10 m which is only slightly lower to that of Corona imagery. Working with multi-temporal DTMs necessitates a proper co-registration of all used datasets. Moreover, elevation biases have to be accounted for in order to avoid over- or underestimations of volume changes (Nuth & Kääb, 2011; Piczonka et al., 2011).

Besides for the Ak-Shirak Range (Aizen et al., 2006) there exists no comprehensive investigation of glacier elevation changes in the Tien Shan (Sorg et al., 2012) including the region south of Tomur Feng (7439 m a.s.l., Kyrgyz name: Jengish Chokusu; Russian name: Pik

* Corresponding author at: Institute for Cartography, Helmholtzstraße 10, 01069 Dresden, Germany. Tel.: +49 35146333281; fax: +49 35146337028.

E-mail address: t.piczonka@tu-dresden.de (T. Piczonka).

Pobedy), which is one of the largest glacierized areas in the Central Tien Shan. Koxkar Glacier (also: Keqicar Glacier), solely, was investigated revealing a surface lowering of 0.5–1.5 m a⁻¹ by analyzing 1981 and 2004 GPR measurements (Xie et al., 2007). These results shall be used to classify the results achieved by satellite stereoscopy.

The size of our study region is about 3000 km² located between 500 and 7439 m a.s.l.; ~800 km² of it are covered by glaciers. The most comprehensive and detailed investigated glacier in the study region with a width of 1–3 km, a length of more than 20 km and an area of 62 km² is Koxkar Glacier. Other large glaciers are Tomur Glacier and West Qongterang Glacier with heavily debris-covered glacier tongues and areas of 327 km² and 114 km² (Fig. 1, Table 1).

Therefore, one aim of this study is to calculate glacier thickness changes for a large sample of glacier south of Tomur Feng, Xingjiang Uighur Autonomous Region. Secondly, we want to show the suitability of KH-9 Hexagon stereoscopic images to derive glacier volume changes and to discuss the advantages and disadvantages of this data source.

2. Remote sensing datasets

Regarding the size of the study area and with respect to the desirable time span of more than 40 years which wanted to be covered by optical stereo satellite imagery we used KH-9 Hexagon and SPOT-5 stereo satellite images captured in 1976 and 2009 (Table 2). Glacier thickness investigations based on multi-temporal stereo satellite imagery necessitate, in dependency upon spatial resolution of input datasets,

horizontal and vertical ground truth for GCP measurements. In remote mountain areas there is often a lack of precise ground truth datasets. Therefore, Landsat ETM+, SRTM3 and ICESat GLA 14 altimetry data were utilized as horizontal and vertical references.

2.1. KH-9 Hexagon

KH-9 Hexagon, the successor of the Corona missions, operated between 1971 and 1986 where 19 successful missions were accomplished (Center for the Study of National Reconnaissance, 2011). The sensor used a frame mapping camera similar to the Large Format Camera (LFC) with a 23 × 46 cm frame and a focal length of 30.5 cm (Surazakov & Aizen, 2010). The images of our study site were delivered by the USGS with a scan resolution of about 14 μm. Due to the long time of storage the image quality is impaired by age related mechanical damages like scratches. Additionally, we noticed vertical stripes which are well known artifacts in Corona imagery. Galiatsatos et al. (2008) traced them to the digital scanning where dust particles or calibration errors can affect the radiometric precision of a CCD scanner. Subsequently, radiometric discontinuities between successive matrix positions can occur.

2.2. SPOT-5

SPOT-5 was launched in May 2002 and is equipped with a HRS sensor and a HRG sensor; both offer stereoscopic capabilities. SPOT-5 HRS

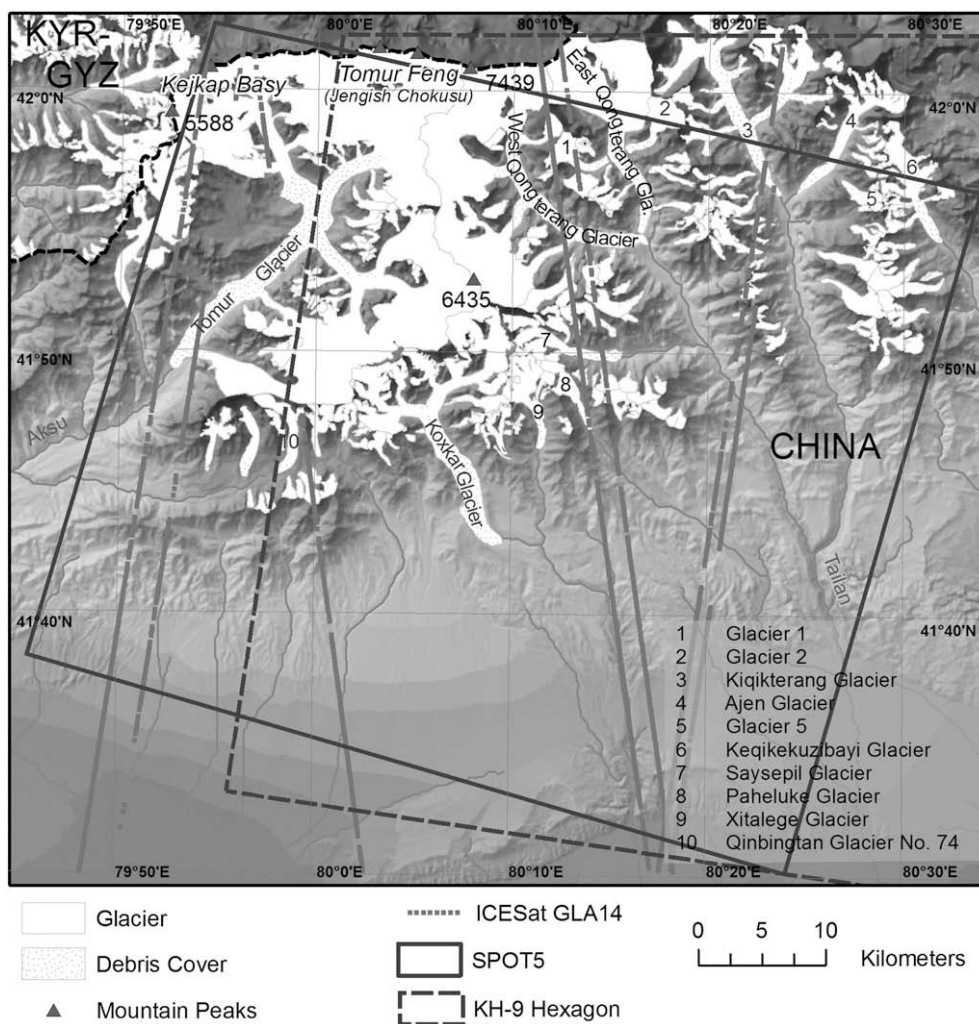


Fig. 1. Study area; names and location of the largest glaciers, coverage of the utilized satellite data. Background: SRTM3 GGIAR Vers. 4; glacier outlines based on 2009 SPOT-5 data.

Table 1
Overview and main morphologic characteristics of investigated glaciers.

Name/no.	WGI code	Lat/Lon	Aspect (ablation area) (degree)	Slope (ablation area) (degree)	Area (km ²)	Length (ablation area) (km)	Terminus altitude in 2009 (m a.s.l.)	Estimat. ELA based on CGI (m a.s.l.)
Tomur	CN5Y673P0037	41.92/79.98	201.0 (SW)	9.8	327.4	28.8	2861.0	4350.0
West Qongterang	CN5Y674B0028	41.92/80.25	124.4 (SE)	10.3	114.8	16.6	3210.0	4300.0
Koxkar	CN5Y674A0005	41.77/80.11	150.7 (SE)	8.4	62.5	17.2	2999.0	4350.0
East Qongterang	CN5Y674B0028	41.96/80.28	165.7 (S)	12.1	52.3	12.8	3201.0	4300.0
Keqikekuzibayi	CN5Y674E0015	41.92/80.57	140.8 (SE)	13.0	13.1	6.3	3438.0	4180.0
Saysepil	CN5Y674B0016	41.83/80.22	95.2 (E)	11.8	11.7	7.0	3357.0	4240.0
Glacier 2	CN5Y674B0028	41.99/80.30	242.9 (SW)	9.3	7.5	2.8	3861.0	n.a.
Qinbingtan Glacier No. 74	CN5Y673P0077	41.77/79.96	185.0 (S)	7.1	6.2	3.3	3930.0	4400.0
Glacier 1	CN5Y674B0028	41.97/80.25	92.3 (E)	11.5	5.3	3.2	3803.0	n.a.
Glacier 5	CN5Y674C0022	41.95/80.50	314.3 (NW)	16.9	3.4	2.3	3867.0	4270.0
Paheluke	CN5Y674A0023	41.80/80.24	119.5 (SE)	12.6	4.7	4.8	3537.0	4260.0
Xitalege	CN5Y67A0014	41.78/80.20	150.7 (SE)	14.3	9.4	5.3	3446.0	4350.0
Average				15.3	55.5	13.3	3459.2	4293.3

ELA—Equilibrium Line Altitude, CGI—Chinese Glacier Inventory (Shi, 2008).

acquires stereoscopic images in an along-track mode. The sensor consists of two cameras – one pointing 20° forwards and one points 20° backwards – offering a base-to-height-ratio of about 0.8 (Korona et al., 2009). For our study we used two across-track stereoscopic images captured by the HRG sensor system on the first and second November 2009 in panchromatic mode (THR) under similar weather conditions. The images were captured with an incidence angle of –9.6° and 20.3° offering a base-to-height-ratio of about 0.6. Visual inspection of the images indicates two distinct zones—high mountains in the upper and lowlands in the lower part of the scene. While snow coverage is dominant in the high mountain area, the lowlands offer good contrast. A SPOT-5 scene can be located on the ground with an accuracy of ±25 m on the 66% confidence level because the orbit of the satellite is well known by INS systems (Berthier et al., 2007).

2.3. Landsat ETM + (Level 1T)

The Landsat ETM + (Level 1T) acquired on 20 July 2003 in the SLC (Scan Line Corrector) off mode was used as general horizontal reference. Because a main part of the study area is located within the center of the scene the failure of the scan line corrector in 2003 has not much impact. For Level 1G the accuracy is specified with a RMSE of <50 m (Tucker et al., 2004). In contrast to Level 1G Level 1T utilizes Ground Control Points (GCPs) coming from the GLS2005 (Global Land Survey) dataset to attain absolute geodetic accuracy (http://landsat.usgs.gov/products_productinformation.php). A visual comparison of mountain ridges derived from SRTM3 and GLS2005 revealed no horizontal offset; thus, we assume a horizontal accuracy of Landsat ETM + (Level 1T) similar to that of SRTM3.

2.4. SRTM3

DTM generation needs a height reference of superior accuracy. As no high resolution DTM was available for this region we utilized the original SRTM data (http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/)

and the processed SRTM3 data of the Consultative Group for International Agricultural Research (CGIAR), version 4 (<http://srtm.csi.cgiar.org/>) whose data gaps were filled by means of ancillary elevation data (Reuter et al., 2007). The original SRTM3 dataset acquired in early February 2000, which elevations are roughly referring to the 1999 glacier surface, was used to evaluate our DTMs and to derive glacier elevation changes whereas the processed SRTM3 CGIAR DTM was used to generate orthophotos of the SPOT-5 images. The accuracy of SRTM3 DTMs is specified with 20 m in xy-directions and 16 m in z-direction within the 90% confidence coefficient (Falorni et al., 2005). Flat areas, in particular, can show a RMSEz below 10 m whereas steep slopes might have even higher elevation errors (Rodriguez et al., 2006).

2.5. ICESat GLAS

The Ice, Cloud and Land Elevation Satellite (ICESat) was launched in 2003 and is specially targeted for investigations in Polar Regions. The onboard Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) acquires elevation measurements in an approximately 65–70 m footprint with 175 m center-to-center separation. The horizontal and vertical accuracy are determined with 10.6 ± 4.5 m and 34 cm (Magruder et al., 2007). As ICESat GLAS elevations shall be used as vertical reference for stable ground control points the GLA 14 product was selected as suggested by Nuth and Kääb (2011) and Kääb (2008). The GLA 14 elevations correspond to the centroid of the received waveform (Harding & Carabajal, 2005). The data were transformed from the TOPEX/Poseidon ellipsoid to the WGS 84 ellipsoid. To reduce slope effects footprints on steep areas (slope angle > 15°) were excluded. Assuming a slope induced elevation error of about 10–15 cm per 2° slope (Beaulieu & Clavet, 2009) a threshold of 15° was chosen in order to ensure a vertical accuracy ≤ 1 m. Incorrect elevation values, e.g. caused by clouds, were detected and eliminated by comparing with the elevations of the original SRTM3 dataset and adjacent ICESat tracks from different dates. As threshold we used the vertical standard error of SRTM3 of 10 m.

Table 2
Utilized input and reference datasets.

Sensor	Date	Coverage	Operation	Spatial res.	Rad. res.	Stereo
<i>Input</i>						
KH-9 Hexagon	12/01/1976	~250 × 125 km ²	1971–1986	7.6 m	8 bit	Yes
SPOT-5	01/11/2009	60 × 60 km ²	Since 2002	2.5 m	8 bit	Yes
<i>Reference</i>						
Landsat ETM +	20/07/2003	183 × 170 km ²	Since 1999	14.25 m	8 bit	
SRTM (STS-99)	11/02/2000	1° × 1° (tile size)	Feb. 2000	90 m		
ICESat (GLA14)	2003–2009		Since 2003	65 m		

3. Data pre-processing, DTM generation and glacier mapping

Data preprocessing comprises radiometric as well as geometric corrections. Here, most of the work is devoted to the KH-9 Hexagon images. These images are characterized by 1058 reseau crosses whose position was automatically determined using the Python Imaging Library (PIL). To discriminate the reseau crosses from the local neighborhood their contrast was enhanced applying the Wallis filter and histogram equalization. Thus, the reseau crosses could be determined with subpixel accuracy and used to constitute the image geometry at the time of image exposure. Assuming a grid spacing of 10 cm between adjacent reseau crosses the nominal positions were determined and a second order polynomial bilinear interpolation was performed to correct the image geometry (cf. Surazakov & Aizen, 2010). Comparing nominal and measured positions a mean image distortion of about 0.93 pixel (12.9 μm) had to be corrected. In the last step the reseau crosses were interpolated through a bicubic spline surface considering neighboring pixel values.

Different intensities of snow and cast shadows are problematic in terms of image matching. Therefore, we applied a radiometric enhancement by implementing the locally adaptive Wallis Filter which is designed for grayscale images with distinct areas of bright and dark tones to adjust the brightness values in local areas (Baltsavias et al., 2007). With respect to the amount of snow and shadow we chose a window size of 50×50 pixels, a local mean of 121 and a threshold of 65 for the standard deviation.

A rule of thumb used for photogrammetric DTMs can give a first guess regarding the expected accuracy of DTMs. For moderate mountainous terrain a vertical RMSE of about 1–3 times the image pixel size can be achieved. Such areas can be found in the foothills of the Tien Shan Mountains. A RMSE of 5–7 times the image pixel size can be expected for rough topography (Kääb, 2010). Thus, considering the spatial resolution of the KH-9 Hexagon dataset the final DTM will have a RMSE between 15 and 40 m.

The main point of DTM generation using optical stereo imagery is the restitution of the camera situation at the time of image exposure. Therefore, GCPs (Ground Control Points) have to be measured based on horizontal and vertical reference datasets. As horizontal reference Landsat ETM + Level 1T was used. We orthorectified a SPOT-5 scene from 2009 with a spatial resolution of 2.5 m using Landsat ETM + and SRTM3 CGIAR with a RMS error of 4.2 pixel (≈ 10.5 m) to take advantage of the higher spatial resolution in comparison to 14.25 m of the Landsat ETM + image.

For flat areas with slope angles less than 15° we used ICESat GLAS 14 elevation values instead of SRTM3 whose pixel location was identified using the rectified SPOT-5 image. To ensure an even distribution of the GCPs SRTM3 elevations were used for areas outside ICESat tracks.

In total, 38 GCPs were measured on distinct topographic terrain features, like river junctions and mountain ridges. We used the same set of GCPs for the KH-9 and SPOT-5 dataset with regard to a good relative accuracy.

The processing of KH-9 Hexagon was done with Leica Photogrammetry Suite 9.2. (LPS). In addition, SPOT-5 was also processed using PCI Geomatica OrthoEngine 2012 (PCI) to test different sensor models. The residuals are listed in Table 3.

The sampling distance of the final DTMs was chosen as 25 m for both the SPOT-5 and the KH-9 Hexagon DTM. As reference coordinate system we utilized UTM zone 44 with WGS 84 as reference ellipsoid.

The post-processing of the final DTMs encompassed the data gap handling. We transformed our DTMs to a binary image and applied mathematical morphology to make frayed data gaps more compact and to remove elevation values close to data gaps. Small data gaps (<0.04 km²), disappearing after the close operator, were afterwards interpolated bilinearly using the original elevation values.

A high relative accuracy has to be established by removing horizontal displacements and vertical elevation differences for non-glacierized

Table 3
Residuals after stereo model adjustment.

[m]	KH-9 Hexagon ^a	SPOT-5 ^a	SPOT-5 ^b
No. GCP	38	38	38
RMSE _x	13.43	7.99	4.75
RMSE _y	13.39	5.22	3.39

^a LPS.

^b PCI Geomatica.

areas to make the DTMs suitable for glacier thickness change calculations. The corresponding glacier outlines, inevitable in order to distinguish between stable and non-stable terrain for DTM accuracy analysis, were downloaded from the GLIMS database (Li, 2003) and manually refined using a SPOT-5 stereo anaglyph enabling a clear discrimination between different glacier subbasins. In a last step rock glaciers and ice-cored moraines were delineated and excluded from the analysis. Some rock glaciers could not be clearly distinguished from debris-covered glaciers in this region where permafrost is likely in the elevations where glaciers occur (Gruber, 2012). Typical signs for rock glaciers like ridges and furrows and a fresh, steep front provided evidences for rock glaciers.

Comparing with SRTM3 elevation values, the penetration depth of the radar beam into ice and snow needs to be considered. The penetration depth is strongly influenced by a variety of parameters such as dielectric properties of snow, snow temperature, density, age and snow structure (König et al., 2001). A snow mask was generated applying the Normalized Difference Snow Index (NDSI) with a threshold of 0.4 to a Landsat ETM + (Level 1T) scene captured on 18 February 2000 in order to get the approximate snow extent at the time of the SRTM mission. Under dry snow conditions the C-band (6 GHz) may represent the ground surface characteristics underlying the snow pack whereas the X-band (10 GHz) does not (Gardelle et al., 2012a). To filter the penetration depth from the C-band the mean value of the differences between X-band and C-band, limited to the snow covered accumulation areas with a slope angle $<10^\circ$ (Gorokhovich & Voustianiouk, 2006), was calculated.

4. DTM accuracy and DTM enhancement

The quality of a DTM depends on several parameters like image contrast, the interpolation technique, quality of Ground Control Points and the general topography of the area under investigation. The significance of an accuracy evaluation mainly depends on the availability of reference datasets of superior quality and accuracy.

DTM accuracies can be evaluated in terms of their absolute and relative accuracy. To ensure exact absolute accuracy evaluations field based measurements are indispensable. In this study we analyzed the relative accuracy of our multi-temporal DTMs against ICESat GLAS footprint elevation values as a reference dataset with submeter accuracy. In a second step, we evaluated the relative accuracy of our DTMs relative to each other. Comparing to different sets of elevation data necessitates the adaptation of the spatial resolutions to that of the coarsest DTM and the exclusion of areas which are not supposed to be stable over multi-decade time periods. This encloses e.g. glaciers, rock glaciers and ice-cored moraines.

In total 1831 ICESat GLA14 footprints, measured between 2003 and 2009, were available. They were located on non-glacierized terrain below a slope angle of 15° . This is higher than the slope angle of 3° suggested by Surazakov and Aizen (2010), but still suitable by an expected DTM elevation error of 15–40 m.

The best relative accuracy, when comparing with ICESat GLA 14 footprint elevation values, was achieved for the SPOT-5 PCI DTM with a RMSE_z of 11.03 m (Fig. 2; Table 4). Therefore, this DTM was successively be used as the reference (master) DTM for the relative

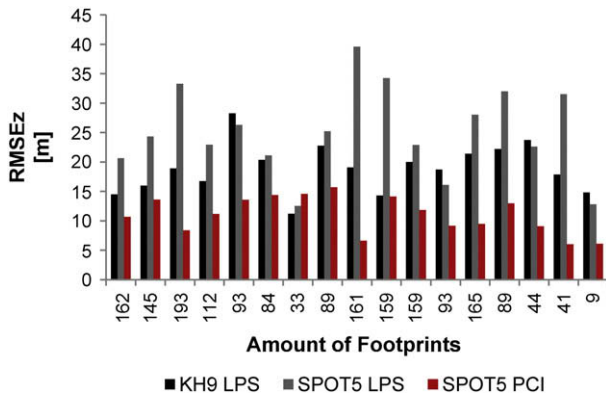


Fig. 2. RMSEz of elevation differences between ICESat GLA14 footprints and SPOT-5/KH-9 elevation values (ICESat footprints are limited to slope angles < 15°).

Table 4
RMSEz for non-glaciated areas in comparison to ICESat GLA 14 elevation values.

KH-9 LPS	SPOT-5 LPS	SPOT-5 PCI
18.87 m	25.07 m	11.03 m

Date of GLA14 footprints: October 2003, February/June/November 2004, February/May/October 2005, February/May/October 2006, April/November 2007, February/October/December 2008, March/October 2009.

accuracy analysis and adjustment. KH-9 Hexagon and SRTM3 are used as slave DTMs.

Based on a difference image between master and slave DTMs the overall relative accuracy was determined. In a first step the 5% and 95% quantiles were set as bounds to eliminate the most extreme outliers. The remaining pixels were then utilized to calculate the interquartile range (IQR). The final set of pixels used to assess the horizontal and vertical fitting of both DTMs was composed of all pixels lying between the two-tailed 1.5 times IQR.

Two DTMs that are not perfectly aligned tends to falsify glacier thickness calculations. In accordance to Nuth and Kääb (2011) we checked our DTMs against horizontal displacements and elevation dependent errors and used their analytical approach to co-register our DTMs properly. Nuth and Kääb (2011) pointed out a strong relation between horizontal shifts and the corresponding slope and aspect values at a certain pixel position. Aspect values must be adjusted by taken potential nonconformities in the terrain into consideration. Therefore, we excluded all pixels with a slope angle less than 5° as these aspect values might be falsified by inherent elevation errors. The linear equation system is solved by a least-square optimization based on Fourier analysis. The final magnitude and direction of the shift vector are calculated from the coefficients of the Fourier series.

We stopped the iteration when the length of the shift vector had fallen below 1 m. Remaining elevation differences were minimized based on spatial trend corrections (cf. Pieczonka et al., 2011). In this case we used a second order trend surface, representing the global trend towards the calculated height differences over non-glacierized areas, to adjust the slave DTM.

DTMs are also characterized by a certain degree of autocorrelation; therefore, we chose an autocorrelation distance of 400 m (Bolch et al., 2011; Nuth & Kääb, 2011).

To prove a potential horizontal displacement between both DTMs we depict the difference values, which are outlier-cleaned and standardized on the basis of the slope angle, in dependence upon aspect (Fig. 3). There is a substantial sinusoidal relationship indicating a north-south oriented horizontal displacement between SPOT-5 and KH-9 and SPOT-5 and SRTM3. The final shift vectors are listed in Table 6. For cross-checking we also determined the shift vector between KH-9 and SRTM3. The shift vector from KH-9 and SPOT5 is -13.4 m in x-direction and 9.0 m in y-direction. However, the shift vector from KH-9 to SPOT5 via SRTM3 is slightly different with -30.0 m in x-direction and 1.7 m in y-direction which is caused by the lower morphological and spatial resolution of SRTM3. Remaining elevation dependent biases were afterwards removed by a second order trend surface. As a result the RMSEz decreased by 23.4% for the KH-9 DTM and 62.4% for SRTM3 in relation to the SPOT-5 Master DTM (Table 5).

A comparison between SRTM C-band and X-band revealed an average penetration depth of the C-band radar beam into snow of about only 0.3 m. This is lower than the 3 m penetration depth reported by Gardelle et al. (2012a) for the Karakoram indicating little snow cover at the time of acquisition. The discrepancies of the penetration depth of the C-band signal in comparison to the Karakoram region might be explained by different local climatic conditions and different precipitation regimes (Bolch et al., 2012; Sorg et al., 2012). Otherwise, a thin snowpack in February 2012 will also implicate a slight penetration of the radar beam.

In consideration of the vertical accuracy of SRTM3 elevation datasets the measured penetration depth is not significant.

To describe the accuracy of the relative fitting of two DTMs we calculated the root mean square error (RSME), mean, median, and standard deviation. The RMSE is not the best description of the statistical distribution of the relative elevation error, if the mean error is unequal to zero. Therefore, the mean error and the mean standard deviation should be reported (Fisher & Tate, 2006). As a robust estimator for the standard deviation, resistant to scattered outliers, we used the Normalized Median Absolute Deviation (NMAD) (Höhle & Höhle, 2009).

The change rates for a glacier are usually described by the average value over the whole glacier. Nuth and Kääb (2011) proposed the standard error, indicating the fuzziness of the mean value, to account for this fact. The standard error considers the amount of un-correlated

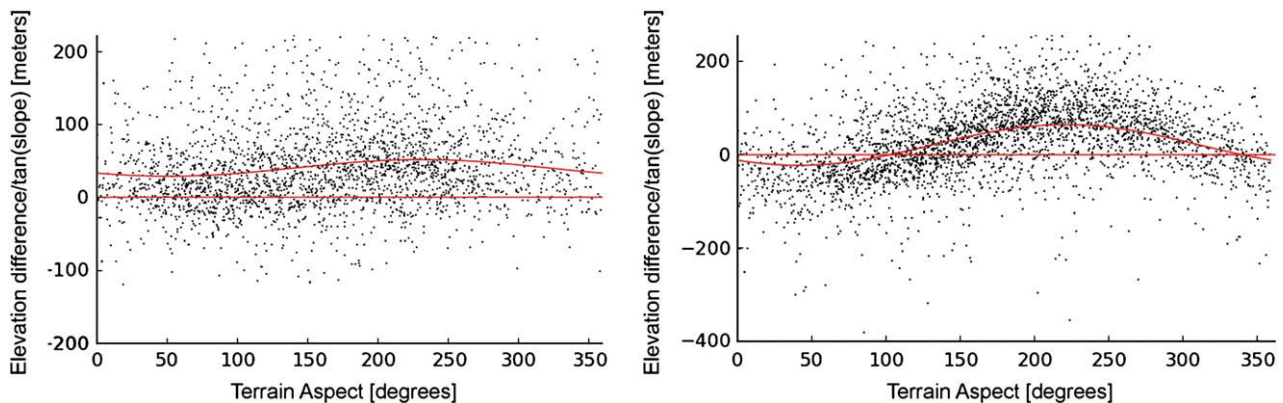


Fig. 3. Left: Scatterplot of slope standardized elevation differences of SPOT-5-KH-9 vs. aspect, Right: Scatterplot of slope standardized elevation differences of SPOT-5-SRTM3 vs. aspect.

Table 5
Statistics for non-glaciated areas.

	RMSz (m)	Mean (m)	STD (m)	MED (m)	MIN (m)	MAX (m)
<i>SPOT-5–KH-9</i>						
Original	17.1	10.5	13.5	10.5	–20.5	41.0
Adjusted	13.1	–0.8	13.1	–0.9	–31.3	29.4
<i>SPOT-5–SRTM3</i>						
Original	22.3	7.5	21.1	6.8	–40.6	57.0
Adjusted	8.4	–0.8	8.4	–1.1	–19.9	19.3

Table 6
Shift vectors in x, y and z direction.

KH-9 → SPOT-5			SPOT-5 ← SRTM3			KH-9 → SRTM3		
X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)
–13.4	9.0	11.6	–72.9	–70.2	4.0	40.2	71.9	5.9

pixels; thus, the error will decrease with increasing sample size equitable to a large study area. Hence, the uncertainty might be underestimated.

In accordance to Höhle and Höhle (2009) we decided to calculate the bootstrap based 95% confidence interval to assess the uncertainty of the sample mean values. The sample size and the number of repetitions were defined with 100 and 999. Additionally, the standard error is determined as the variance of the sample mean values. In order to take non-normality into account the 68.3% quantile is calculated (Table 7). The 68.3% quantile indicates the limit in which 68.3% of the absolute elevation differences are situated. In case of normality the 68.3% quantile encompasses all values within the single standard deviation. Therefore, we checked the sample values against normality using Q-Q plots and report the standard deviation in case of normality and the 68.3% quantile in case of non-normality in order to describe the quality of glacier volume measurements.

For the calculation of glacier thickness changes, we selected 12 glaciers distributed over the whole study area with different glacier tongue expositions. The glaciers were selected regarding size, DTM coverage and the amount of pixels in both, the ablation and accumulation areas.

To exclude false values from matching failures only difference values between the 1.5 times IQR are considered in the calculation of thickness changes. This comprises all values between –79.8 m and 52.0 m for the SPOT-5–KH-9 difference image and –70.4 m and 77.8 m for the SPOT-5–SRTM3 differences. As the height error increases with the slope angle only pixels on slopes lower than 30° were considered (Pieczonka et al., 2011). The Q-Q plots indicate non-normality and the NMAD value and the 68.3% quantile differ strongly. Therefore, the 68.3% quantile is used as quality criterion for glacier volume measurements.

To separate between accumulation and ablation areas, we assumed an equilibrium line altitude (ELA) of 4300 m a.s.l. This value is based on the Glacier Inventory of China and was measured indirectly using topographic maps (Shi, 2008). We are aware that the ELA is not the same for all glaciers due to different morphologies and varying elevation ranges covered by them. To get precise ELA values continuous mass-balance measurements are necessary for each glacier (Iwata, 2009). We considered two different assumptions for the accumulation areas as the topography in the accumulation region supports elevation

inaccuracies in the DTMs. In our first assumption we assumed no elevation changes for missing pixel values in the accumulation area, i.e. the downwasting rate results from the quotient of the sum of the existing pixel values and the total accumulation area of a specific glacier (S1). This assumption is supported by the fact that the elevation change in the accumulation area is low over the period of several decades (Schwitter & Raymond, 1993). In the second assumption the mode value of the elevation differences in the accumulation area of a glacier should be applied to the whole accumulation area of the same glacier (S2). The representativeness of the mode values for the accumulation areas are corroborated by Paul and Haeberli (2008). Using the example of the Swiss Alps they refuted an underestimation of SRTM3 elevations in accumulation regions investigating climatic conditions and glacier surface characteristics. However, the representativeness of the mode value is limited by the rate of missing grid values in accumulation areas and the available sample size.

Mass budgets are calculated based on commonly used parameters for glacier ice density (900 kg/m³) and water density (999.972 kg/m³) (Bolch et al., 2011; Rivera et al., 2005). Assuming that the sample glaciers are representative for the whole region south of Tomur Peak the overall glacier area mass budget for the study area was calculated as the weighted average.

5. Glacier changes

Most of the glaciers show a significant surface lowering in the ablation areas of –18.7 ± 5.6 m for the 1976–2009 period (Fig. 4). Between 1999 and 2009 the downwasting continued with an additional lowering of –6.7 ± 2.1 m (–0.67 ± 0.21 m a^{–1}) which was lower than between 1976 and 1999 with about –22.6 ± 5.8 m (0.98 ± 0.25 m a^{–1}). The overall mass budgets of the investigated glaciers for the 1976–1999, 1976–2009 and 1999–2009 time periods were –0.42 ± 0.23 m w.e.a^{–1}, –0.35 ± 0.15 m w.e.a^{–1} and –0.23 ± 0.19 m w.e.a^{–1} (Tables 8–10). The overall mass loss of all the glaciers south of Tomur Peak (total area 846.1 km²) for the periods were –0.48 ± 0.23 m w.e.a^{–1}, –0.33 ± 0.15 m w.e.a^{–1} and –0.23 ± 0.19 m w.e.a^{–1} assuming that the investigated glaciers are representative for the region. The average thickness loss of Koxkar Glacier over the whole glacier area for the time periods 1976–1999, 1976–2009 and 1999–2009 were determined with –8.9 ± 5.8 m (–0.39 ± 0.25 m a^{–1}), –9.7 ± 5.6 m (–0.29 ± 0.17 m a^{–1}) and –0.9 ± 2.1 m (–0.09 ± 0.21 m a^{–1}).

In contrast to Koxkar Glacier, Qinqingtan Glacier No. 74 showed a comparatively large volume gain in the recent years with an estimated positive mass budget between 1999 and 2009 of 0.24 ± 0.19 m w.e.a^{–1}. The volume change shows typical characteristics of a glacier surge—a significant thickening at the glacier tongue and a clear lowering above. Hence, the assumption with no elevation changes in the accumulation area is not valid for this glacier. A visual inspection of the elevation differences of Qinqingtan Glacier No. 74 confirms this different behaviors. Hence, we closed the gap in the accumulation area for the 1999–2009 period linearly (Fig. 8) and used the central value of –10 m as the estimated average elevation change in the whole accumulation area.

The overall mass budget of Qinqingtan Glacier No. 74 is, however, negative with –0.80 ± 0.15 m w.e.a^{–1} between 1976 and 2009.

Table 7
Glacier statistics for the investigated time period.

Period	DTM coverage study area (km ²)	DTM coverage glac. (km ²)	Mean elev. diff. no. glac. (m)	STDV no. glac. (m)	Mean elev. diff. glac. (m)	STDV glac. (m)	Q68.3 no. glac. (m)	NMAD no. glac. (m)
1976–1999	2332.3	459.7	0.5	11.0	–23.8	21.4	5.8	10.8
1976–2009	2310.5	450.9	–0.8	13.1	–13.2	27.9	5.6	13.4
1999–2009	2942.8	569.6	–0.8	8.4	0.9	23.0	2.1	7.3

Table 8Glacier volume losses and mass budgets for the time period 1976–2009 (an ice density of 900 kg/m³ is used for mass balance calculations).

Glacier	Glacier size (km ²)	Glacier area covered by DTM (km ²)	Rate of missing grid values accum. area (%)	Average elev. diff. ablation area (m)	Specific mass budget (m w.e.a ⁻¹)
Tomur	327.4	82.2		-35.1 ± 5.6	n.c.
West Qongterang	115.9	63.1	59.2	-26.5 ± 5.6	-0.43 ± 0.15 ^a
Koxkar	63.1	39.3	63.0	-18.0 ± 5.6	-0.27 ± 0.15
East Qongterang	52.9	10.9		-32.8 ± 5.6	
Keqikekuzibayi	13.1	4.8		-20.9 ± 5.6	n.c.
Saysepil	11.7	8.5	45.7	-6.5 ± 5.6	-0.08 ± 0.15
Glacier 2	7.5	2.1	93.9	-28.8 ± 5.6	-0.27 ± 0.15
Qinbingtan Glacier No. 74	6.6	3.3	87.5	-34.0 ± 5.6	-0.80 ± 0.15
Glacier 1	5.3	2.6	71.5	-21.2 ± 5.6	-0.41 ± 0.15
Glacier 5	3.4	2.5	35.6	-20.4 ± 5.6	-0.30 ± 0.15
Paheluke	4.7	2.5	26.9	5.4 ± 5.6	0.33 ± 0.15
Xitalege	9.4	6.0	48.3	8.0 ± 5.6	0.21 ± 0.15
Total glacier area	846.1	340.8		-18.7 ± 5.6	-0.35 ± 0.15

^a Mode value used for accumulation area n.c.: not calculated as only a small portion of the ablation area is covered.**Table 9**Glacier volume losses and mass budgets for the time period 1976–1999 (an ice density of 900 kg/m³ is used for mass balance calculations).

Glacier	Glacier size (km ²)	Glacier area covered by DTM (km ²)	Rate of missing grid values accum. area (%)	Average elev. diff. ablation area (m)	Specific mass budget (m w.e.a ⁻¹)
Tomur	327.4	89.1		-34.5 ± 5.8	n.c.
West Qongterang	115.9	59.1	76.5	-21.7 ± 5.8	-0.62 ± 0.23
Koxkar	63.1	42.8	62.7	-12.7 ± 5.8	-0.35 ± 0.23
East Qongterang	52.9	19.4		-25.5 ± 5.8	n.c.
Keqikekuzibayi	13.1	5.7		-32.9 ± 5.8	
Saysepil	11.7	7.5	81.0	-5.6 ± 5.8	-0.16 ± 0.23
Glacier 2	7.5	3.5	73.1	-24.4 ± 5.8	-0.49 ± 0.23
Qinbingtan Glacier No. 74	6.6	3.5	82.9	-52.4 ± 5.8	-1.53 ± 0.23
Glacier 1	5.3	2.0	95.7	-25.0 ± 5.8	-0.82 ± 0.23
Glacier 5	3.4	2.7	57.0	-33.4 ± 5.8	-1.02 ± 0.23
Paheluke	4.7	3.7	54.0	0.0 ± 5.8	0.00 ± 0.23
Xitalege	9.4	6.9	46.7	3.3 ± 5.8	0.05 ± 0.23
Total glacier area	846.1	374.6		-22.6 ± 5.8	-0.42 ± 0.23

We identified a volume gain in the central part of West Qongterang Glacier tongue (Fig. 6C). Taking into account the spatial distribution of the elevation differences of West Qongterang Glacier we assumed the mode as the best guess for the accumulation area. The mass budgets between 1976–1999, 1976–2009 and 1999–2009 are negative with -0.62 ± 0.23 m w.e.a⁻¹, -0.43 ± 0.15 m w.e.a⁻¹ and -0.47 ± 0.19 m w.e.a⁻¹. Before 1999 glacier thinning was mainly concentrated to the lower part of the glacier tongue (Fig. 6A), whereas in the recent years a strong mass loss was encountered in the upper part of the ablation area. In the same time the surface lowering decreased from -26.5 ± 5.6 m between 1976 and 2009 to -12.8 ± 2.1 m between 1999 and 2009 (Table 8; Table 9; Table 10).

6. Discussion

Existing studies of glacier area changes in Tarim River basin reveal an overall shrinkage. The glaciers in the Central Chinese Tien Shan shrank by 11.5% during the past 50 years (Wang et al., 2011b) while the glacier area of the Tarim River Basin in China decreased by 4.6% in the recent 40 years (Liu et al., 2006). A slight area loss of ~2.9% between 1970 and 1999 was observed for the glaciers in the Karamila-Keriya River watershed in the southern Tarim Basin (Xu et al., 2006).

Xie et al. (2006) found a complex pattern of stagnant periods, periods of advance and retreat for Koxkar Glacier which could also be observed for other glaciers in the study area (Table 11). Stagnant

Table 10Glacier volume losses and mass balances for the time period 1999–2009 (an ice density of 900 kg/m³ is used for mass balance calculations).

Glacier	Glacier size (km ²)	Glacier area covered by DTM (km ²)	Rate of missing grid values accum. area (%)	Average elev. diff. ablation area (m)	Specific mass budget (m w.e.a ⁻¹)
Tomur	327.4	152.5	68.4	-15.2 ± 2.1	-0.69 ± 0.19
West Qongterang	114.8	45.7	76.9	-12.8 ± 2.1	-0.47 ± 0.19 ^a
Koxkar	62.5	35.2	71.1	-3.5 ± 2.1	-0.08 ± 0.19
East Qongterang	52.3	9.7		-12.3 ± 2.1	n.c.
Keqikekuzibayi	13.1	4.9		1.9 ± 2.1	n.c.
Saysepil	11.7	6.7	73.0	-1.2 ± 2.1	-0.02 ± 0.19
Glacier 2	7.5	2.0	94.5	-10.4 ± 2.1	-0.42 ± 0.19
Qinbingtan Glacier No. 74	6.2	4.2	52.5	16.5 ± 2.1	0.24 ± 0.19
Glacier 1	5.3	1.8	93.5	-6.6 ± 2.1	-0.22 ± 0.19
Glacier 5	3.4	2.5	43.1	-1.7 ± 2.1	-0.04 ± 0.19
Paheluke	4.7	2.6	31.1	1.5 ± 2.1	0.51 ± 0.19
Xitalege	9.4	5.3	56.0	5.4 ± 2.1	0.48 ± 0.19
Total glacier area	839.9	386.2		-6.7 ± 2.1	-0.23 ± 0.19

^a Mode value used for accumulation area.

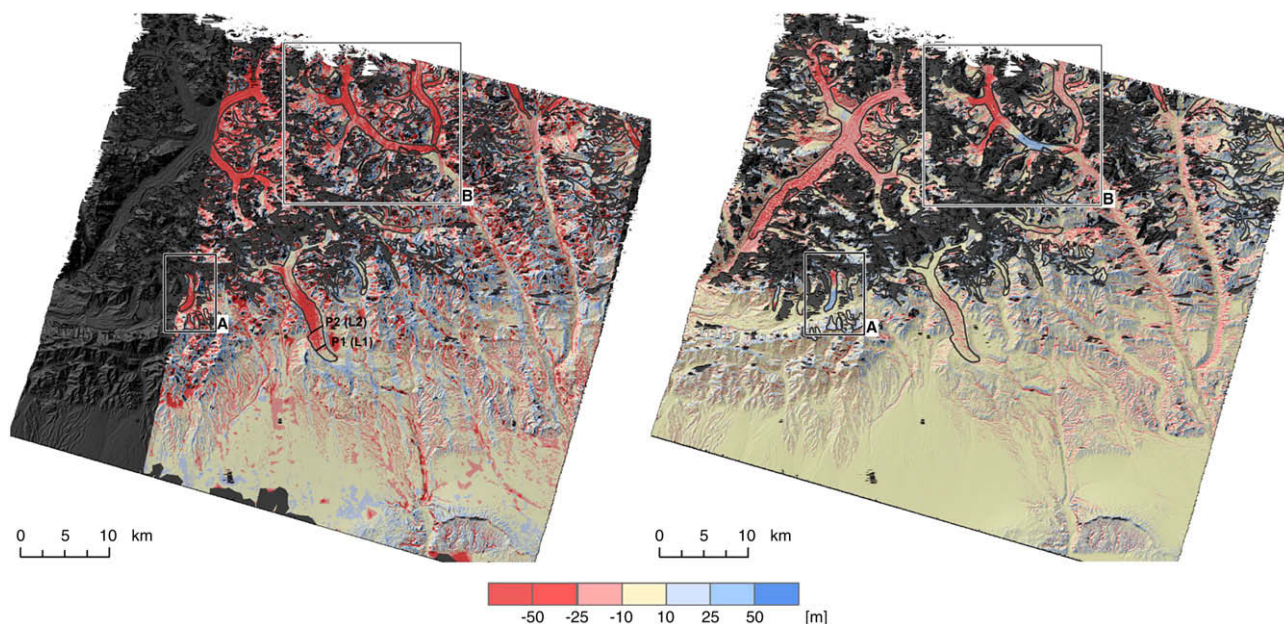


Fig. 4. Left: Adjusted difference image between SPOT-5 and KH-9 (vertical stripes caused by digital scanning of KH-9 frames are clearly visible), Right: Adjusted difference image between SPOT-5 and SRTM3. Detailed maps of A and B are shown on Figs. 5 and 6.

periods were identified between 1976 and 1981 followed by years of retreat until 1984. The consecutive years until 1990 were characterized by years of stability. Since 1990 the glacier tongue retreated with an accelerated speed. Koxkar Glacier has also been subject to detailed investigations regarding glacier melting rates and glacier runoff (Xie et al., 2006, 2007). Xie et al. (2007) conducted and analyzed glacier thickness measurements on Koxkar Glacier by Ground Penetrating Radar (GPR). For two transects, measured in 1981 and 2004, at the lower part of the glacier tongue (at an altitude of 3170 m a.s.l. and 3300 m a.s.l.) they determined a surface lowering of 11 m and 17 m with a rate of decrease of about 0.5 m a^{-1} . For the upper part of the glacier tongue they estimated the speed of thinning to be about 1 m a^{-1} . To validate our measurements we measured two profiles P1 and P2 whose positions coincide with that of the GPR measurements (Fig. 7). The averaged thinning is 16.6 m for P1 and 24.5 m for P2 showing an advanced glacier lowering.

The mean annual surface lowering for the ablation area of Koxkar Glacier of about $0.54 \pm 0.16 \text{ m w.e.a}^{-1}$ in the time period 1976–2009 is similar to the estimated surface elevation change determined by Xie et al. (2007) of about $-0.5\text{--}1.0 \text{ m}$ between 1981 and 2005. In the recent years field based mass budget measurements were realized on Koxkar Glacier. The mean mass budgets of the Koxkar Glacier were measured to be -494 and -384 mm w.e. in the mass budget year of 2003/2004 and 2004/2005 (Zhang et al., 2006). Thus, the average of $-0.44 \text{ m w.e.a}^{-1}$ is higher than the mass budget of $-0.08 \pm 0.19 \text{ m w.e.a}^{-1}$ determined by DTM differencing (Table 10). The decelerated lowering of Koxkar Glacier might be explained by an increase of precipitation in the recent decades as reported by Shi et al. (2007). However, both results are not directly comparable as the investigations by Zhang et al. (2006) concentrate the

measurements on the ablation area only and hence, further investigations are needed.

Koxkar, West Qongterang and Tomur Glacier show significant volume losses with strong negative mass budgets since 1976 despite thick debris-cover (Table 8). These results are in line with other studies conducted in the Himalaya (Berthier et al., 2007; Bolch et al., 2012, 2011; Kääb et al., 2012) and Karakoram (Gardelle et al., 2012b).

Qinbingtan Glacier No. 74 (Fig. 5B) shows distinctive areas of volume gain and volume loss separated by a sharp border and a positive surface elevation change from 1999 to 2009 (Table 10). Hence, we checked the changes of this glacier from suitable Landsat ETM+ images. Two available scenes from 2002 and 2010 show a glacier advance of $\sim 90 \text{ m}$ and a glacier area increase by 6.4% (Fig. 5D). This result is in agreement with the volume gain of this glacier between 1999 and 2009.

Distinct areas of volume gain and mass loss can also be recognized at West Qongterang Glacier. While a mass loss occurred in the upper part, a significant volume gain was measured in the central part of the glacier tongue (Fig. 6).

Together, all indicators add up to the assumption that Qinbingtan Glacier No. 74 and West Qongterang Glacier are surging glaciers. Additionally, the glacier advance of Qinbingtan Glacier No. 74 is out of phase comparing to the adjacent Qinbingtan Glacier No. 72 (Wang et al., 2011a) which is another evidence for a surge-type glacier (Copland et al., 2011). Existing investigations of glacier length changes in the study region show a complex behavior also before 1976 with advancing as well as retreating glaciers (Shi et al., 2010; Table 10). The surges might be caused by dynamic instability of the glacier system itself as it was observed for other glaciers in the Tien Shan Mountains (Dolgoushin & Osipova, 1975) and is also typical for glaciers in the Pamir (Kotlyakov et al., 2008) and the Karakoram (Bolch et al., 2012; Copland et al., 2011; Hewitt, 2007; Quincey et al., 2011).

The use of the mode value as indicator of surface lowering in accumulation areas is limited by the sample size. The rates of missing grid values in accumulations areas (Table 8; Table 9; Table 10) are high. Based on visual inspection the mode value was used as the best guess for West Qongterang Glacier and Qinbingtan Glacier No. 74 whereas assumption S1 was applied to the other sample glaciers. Longitudinal profiles were measured along Qinbingtan Glacier No. 74 in order to assess elevation changes in accumulation areas (Fig. 8). It

Table 11
Glacier length changes of selected glaciers (Shi et al., 2010).

Glacier	Period	Length change. (m a^{-1})
East Qongterang	1942–1976	−5
West Qongterang	1942–1976	−18
Kiqiterang	1942–1976	0
Saysepil	1942–1976	+62
Aylonsu	1946–1976	+53

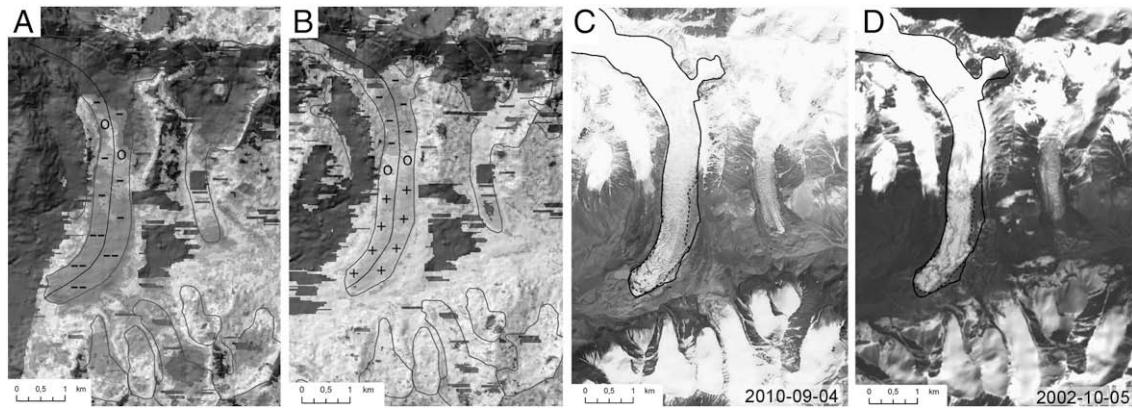


Fig. 5. A: Difference image Qinqingtan Glacier No. 74 between SPOT-5 (2009) and KH-9 Hexagon (1976), B: Difference image Qinqingtan Glacier No. 74 between SPOT-5 (2009) and SRTM3 (1999), C: SPOT-5 scene with 2002 glacier outline (dashed line) and 2010 glacier outline (solid line), D: Landsat ETM+ image of Qinqingtan Glacier No. 74 indicating a glacier advance between 2002 and 2010.

is evident that, in this case, the reliability of the mode is limited to the lower accumulation area. We closed the gap in the accumulation area for the 1999–2009 period linearly and used the central value of -10 m as estimate for the average elevation change in the whole accumulation area. The bulge of the recent surge and a less distinct bulge in the 1976–2009 profile demonstrate the character of Qinqingtan Glacier No. 74 as a surging glacier.

In summary, the mass budgets of Westqongterang Glacier and Qinqingtan Glacier No. 74 are based on S2, as visual inspection and

a large sample size supports the mode value as the best guess. The results of the other glaciers are based on assumption S1 as small sample sizes and a high amount of missing pixel values in accumulation areas does not allow reliable mode value calculations

The results for the Tomur Area are similar to that observed for Urumqi No. 1 considering the 1976–2009 time period (-0.35 m w.e.a $^{-1}$ vs. -0.33 ± 0.15 m w.e.a $^{-1}$). However, the mass budget of Urumqi No. 1 is lower for the 1976–1999 subperiod and higher for the 1999–2009 subperiod. In comparison to Tuyuksu Glacier (Ts. Tuyuksuyskiy/Ile

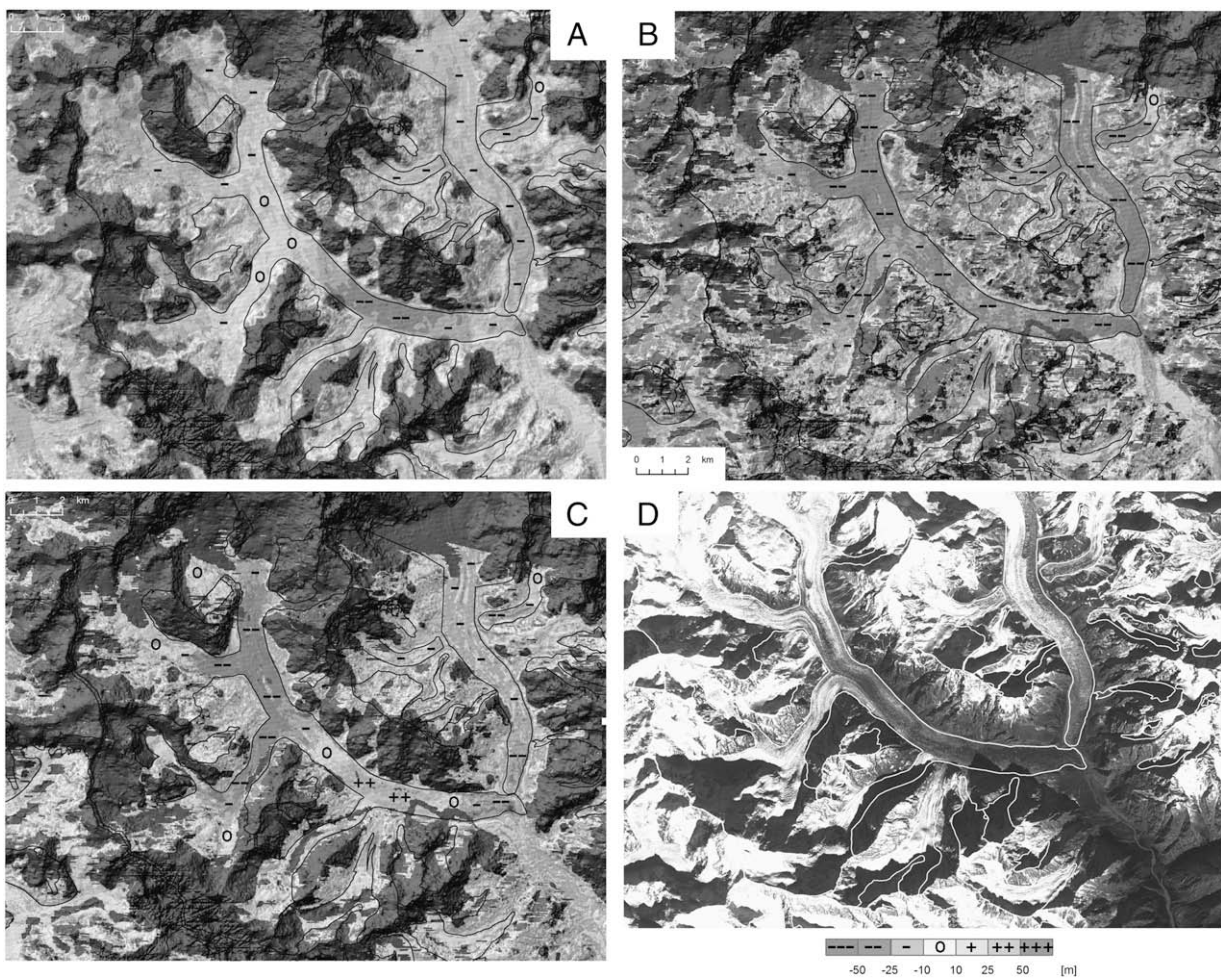


Fig. 6. A: Difference image West Qongterang Glacier between SRTM3 (1999) and KH-9 Hexagon (1976), B: Difference image West Qongterang Glacier between SPOT-5 (2009) and KH-9 Hexagon (1976), C: Difference image West Qongterang Glacier between SPOT-5 (2009) and SRTM3 (1999), D: Corresponding SPOT-5 scene.

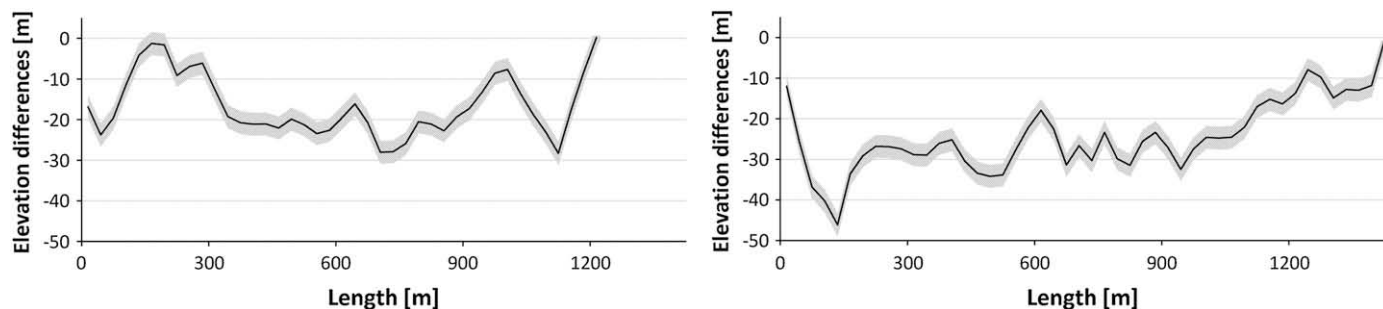


Fig. 7. Left: Profile 1 (P1) at position L1 (3170 m a.s.l.), Right: Profile 2 (P2) at position L2 (3300 m a.s.l.). The positions of P1 and P2 are identical to L1 and L2 (cf. Xie et al., 2007).

Alatau) and Karabatkak Glacier (Terskey Alatau), the other glaciers with in-situ mass balance measurements in this region (WGMS 2008), the mass budgets for the Tomur Area are significantly lower for the 1976–1999 and 1999–2009 period (Table 12).

For the Akshiirak Massif in the Central Tien Shan Aizen et al. (2007) calculated glacier elevation changes using SRTM3 data (captured in February 2000) and a DEM generated from a 1977 topographic map on a scale of 1:2500. For the 23 year time period they measured a rate of thinning of about $-0.69 \pm 0.37 \text{ m a}^{-1}$. Hence, the observed mass loss might be slightly higher but there is no significant difference in comparison to the here investigated area ($-0.48 \pm 0.23 \text{ m w.e.a}^{-1}$).

Comparing the specific glacier mass budgets for all glaciers in the study area of $-0.33 \pm 0.15 \text{ m w.e.a}^{-1}$ between 1976 and 2009 and $-0.23 \pm 0.19 \text{ m w.e.a}^{-1}$ between 1999 and 2009 indicates a deceleration in glacier lowering. The glacier overall mass loss can be explained in general by the increasing temperatures (Shi et al., 2007). For the Eastern Tien Shan, a raise of summer temperature and annual precipitation by about $0.38 \pm 0.6 \text{ }^\circ\text{C (10a)}^{-1}$ and $10.3 \pm 3.9 \text{ mm (10a)}^{-1}$ was observed during 1959 and 2003 (Wang et al., 2009). Zhang et al. (2006) found the significant rise in air temperature as the main impact factor for the mass loss of Koxkar Glacier which surpasses the precipitation increase. The deceleration of mass loss in this region might be explained by the alteration of the local climate from warm and dry conditions to warm and wet conditions with further increase of precipitation in the recent decades as reported by Shi et al. (2007) and Zhao et al. (2011). The slight decrease of the runoff at Xehera gaging station (Yu et al., 2011) on the Kunma Like River (branch of Aksu River) and the increase of non-glacial runoff (Zhao et al., 2011) support our finding of decelerating negative glacier mass budgets in the Aksu catchment. The assumption of declining or stagnating negative glacier mass budgets is also confirmed by Toxkan River, originating in the Koshaal-Too mountain range, whose annual total runoff increased mainly due to an increase of non-glacial runoff (Zhao et al., 2011). However, further

investigations about the climate–glacier interactions are required as neither a long-term meteorological station is located in the study region nor are the stations in Northwestern China located in higher elevations.

The reliability of our results is mainly influenced by the quality of the used DTMs. KH-9 Hexagon, in particular, shows the importance of a thorough analog-to-digital conversion in order to achieve sound results. Calibration inaccuracies of the used scanning device led to vertical stripping effects still visible in the difference image. Nevertheless, KH-9 Hexagon proved to be suitable in order to obtain significant glacier lowering rates for a large sample of glaciers in a highly glacierized region like the Aksu-Tarim Catchment.

7. Conclusions

The present study, dedicated to the investigation of glacier thickness changes in the Aksu-Tarim Catchment Area using KH-9 Hexagon and SPOT-5 stereo data, revealed a significant glacier surface lowering within the last three decades. The behavior of the glaciers in the study area was heterogeneous depending upon size and debris-cover. In total, the glacier mass budgets are strongly negative in the time period 1976–2009 with $-0.33 \pm 0.15 \text{ m w.e.a}^{-1}$. In the recent years a decelerated loss of $-0.23 \pm 0.19 \text{ m w.e.a}^{-1}$ was measured. The highest thinning rates could be observed for the Koxkar, West Qongterang and Tomur Glacier, despite thick debris-cover. Some glaciers showed significant volume gains since 1999. Qinqingtan Glacier No. 74, in particular, shows a huge mass movement from the upper to lower part of the glacier. A positive mass balance of $0.24 \pm 0.19 \text{ m w.e.a}^{-1}$ since 1999 with a surface lowering in the accumulation area of about -10 m indicates a surging glacier.

It could be shown that KH-9 Hexagon is valuable for investigations of glacier changes since the 1970s. The sensor constellation, similar to that of the Large Format Camera, offered stereo capabilities which enables the generation of DTMs with an absolute accuracy better than

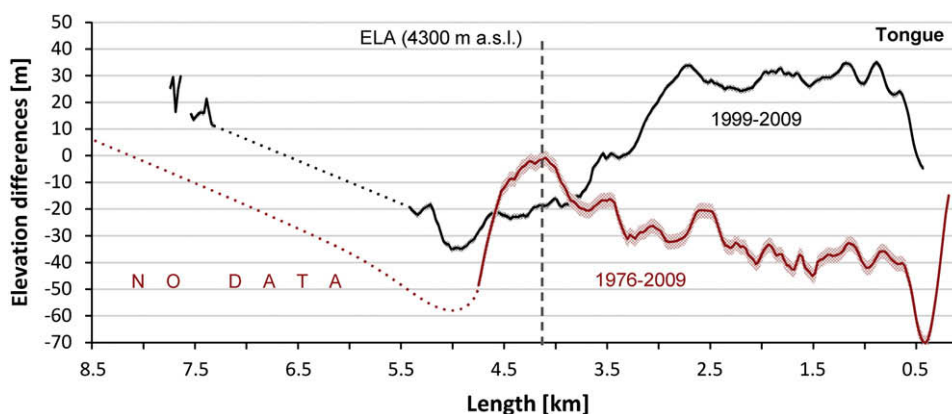


Fig. 8. Longitudinal profiles of Qinqingtan Glacier No. 74 for the 1976–2009 and 1999–2009 time period. Note that the tongue was 370 m shorter in 2009 than in 1976. The accumulation area coverage in 1976 is limited to the lower part until km 4.7.

Table 12

Glacier mass budgets of the Tomur Area in comparison to adjacent long term mass budget measurement stations in the Central Tien Shan (WGMS, 2011).

Glacier	1958–1976 (m w.e.a ⁻¹)	1976–1999 (m w.e.a ⁻¹)	1976–2009 (m w.e.a ⁻¹)	1999–2009 (m w.e.a ⁻¹)
Urumqi No. 1(43°07', 86°48')	−0.04	−0.26	−0.35	−0.53
Ts. Tuyuksuyskiy (43°02', 77°04')	−0.17	−0.54	−0.48	−0.35
Karabatkak (42°08', 78°16')	−0.24	−0.58 (1976–1997)		
Koxkar (41°46', 78°16')		−0.35 ± 0.23	−0.27 ± 0.15	−0.08 ± 0.19
Total study area		−0.48 ± 0.23	−0.33 ± 0.15	−0.23 ± 0.19

20 m in comparison to ICESat GLA14 elevation values. Debris-covered glaciers, in particular, are well represented by the DTM whereas large data gaps occurred in areas with low contrast such as snow-covered areas.

Acknowledgments

This study was conducted in the framework of the bundle project “Water Resources in the Aksu-Tarim-River Catchment of Western China and the Effects of Climate Change” (AKSU-TARIM) supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, Code BO 3199/2-1) and serves as a baseline study for the project Sustainable Management of River Oases along the Tarim River/China (SuMaRio) funded by the BMBF (Code 01 LL 0918 B). Additional support was provided by the project “Glaciers_cci” funded by the ESA (Code 4000101778/10/I-AM) and by the CAS (Chinese Academy of Sciences) project number KZCX2-YW-GJ04.

We thank ISIS-CNES for providing SPOT-5 data in the frame of the ISIS Programme. We are also grateful to the valuable comments of Juliane Peters and Manfred Buchroithner (TU Dresden) and the anonymous reviewers.

References

- Aizen, V. B., Kuzmichenok, V. A., Surazakov, A. B., & Aizen, E. M. (2006). Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 43, 202–213.
- Baltsavias, E., Kocaman, S., Akca, A., & Wolff, K. (2007). Geometric and radiometric investigations of CARTOSAT-1 data. *Proc. ISPRS Workshop—High Resolution Earth Imaging for Geospatial Information, Hannover, Germany, 29 May–01 June* (13 pp. (on CDROM)).
- Beaulieu, A., & Clavet, D. (2009). Accuracy assessment of Canadian digital elevation data using ICESat. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 75(1), 81–86.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., & Chevallier, P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, 108, 327–338.
- Berthier, E., & Toutin, T. (2008). SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 112(5), 2443–2454.
- Bhambri, R., & Bolch, T. (2009). Glacier mapping: A review with special reference to the Indian Himalayas. *Progress in Physical Geography*, 33(5), 672–704.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., et al. (2012). The state and fate of Himalayan glaciers. *Science*, 360(6079), 310–314.
- Bolch, T., Pieczonka, T., & Benn, D. I. (2011). Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal, Himalaya). *The Cryosphere*, 5, 349–358.
- Bolch, T., Yao, Z., Kang, S., Buchroithner, M. F., Scherer, D., Maussion, F., et al. (2010). A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976–2009. *The Cryosphere*, 4, 419–433.
- Center for the Study of National Reconnaissance (2011). *Hexagon—America's eyes in the space*. Center for the Study of National Reconnaissance Fact Sheet.
- Copland, L., Sylvestre, T., Bishop, M. P., Shroder, J. F., Seong, Y. B., Owen, L. A., et al. (2011). Expanded and recently increased glacier surging in the Karakoram. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43(4), 503–516.
- Dolgoushin, L. D., & Osipova, G. B. (1975). *Glacier surges and the problem of their forecasting*. Moscow: Proc. Snow and Ice Symposium (13 pp.).
- Falorni, G., Teles, V., Vivoni, E. R., Bras, R. L., & Amarantunga, K. S. (2005). Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission. *Journal of Geophysical Research*, 110(F02005), 1–20.
- Fan, Y., Chen, Y., Li, W., Wang, H., & Li, X. (2011). Impacts of temperature and precipitation on runoff in the Tarim River during the past 50 years. *Journal of Arid Land*, 3(3), 220–230.
- Fisher, P. F., & Tate, N. J. (2006). Causes and consequences of error in digital elevation model. *Progress in Physical Geography*, 30(4), 467–489.
- Galiatsatos, N., Donoghue, D. N. M., & Philip, G. (2008). High resolution elevation data derived from stereoscopic CORONA imagery with minimal ground control: An approach using Ikonos and SRTM data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 47(9), 1093–1106.
- Gardelle, J., Berthier, E., & Arnaud, Y. (2012a). Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing. *Journal of Glaciology*, 58(208), 419–422.
- Gardelle, J., Berthier, E., & Arnaud, Y. (2012b). Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geoscience*, 5, 322–325.
- Gorokhovich, Y., & Voustianiouk, A. (2006). Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sensing of Environment*, 104, 409–415.
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1), 221–233.
- Harding, D. J., & Carabajal, C. C. (2005). ICESat waveform measurements of within-footprint topographic relief and vegetation vertical structure. *Geophysical Research Letters*, 32 (L21S10).
- Hewitt, K. (2007). Tributary glacier surges: an exceptional concentration at Panmah Glacier, Karakoram Himalaya. *Journal of Glaciology*, 53(181), 181–188.
- Höhle, J., & Höhle, M. (2009). Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(4), 398–406.
- Iwata, S. (2009). Mapping features of Fedchenko Glacier, the Pamirs, Central Asia from space. *Geographical Studies*, 84, 33–43.
- Kääb, A. (2008). Glacier volume changes using ASTER satellite stereo and ICESat GLAS laser altimetry, a test study on Edgeya, Eastern Svalbard. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 2823–2830.
- Kääb, A. (2010). Aerial photogrammetry in glacier studies. In P. Pellikka, & W. G. Rees (Eds.), *Remote sensing of glaciers. Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers*. (pp. 115–136) London: Taylor & Francis Group.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., & Arnaud, Y. (2012). Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, 488(7412), 495–498.
- Kaser, G., Grosshauser, M., & Marzeion, B. (2010). Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107, 20223–20227.
- König, M., Winther, J. G., & Isaksson, E. (2001). Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, 39(1), 1–27.
- Korona, J., Berthier, E., Bernard, M., Rémy, F., & Thouvenot, E. (2009). SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of polar ice: Reference images and topographies during the fourth international polar year (2007–2009). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64, 204–212.
- Kotlyakov, V., Osipova, G., & Tsvetkov, D. G. (2008). Monitoring surging glaciers of the Pamirs, central Asia, from space. *Annals of Glaciology*, 48, 125–134.
- Kutuzov, S., & Shahgedanova, M. (2009). Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey–Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change*, 69, 59–70.
- Li, Z., Han, T., Jin, Z., Yang, H., & Jiao, K. (2003). A summary of 40-year observed variation facts of climate and Glacier No. 1 at headwater of Urumqi River, Tianshan, China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 25(2), 117–123.
- Liu, S., Ding, Y., Zhang, Y., Shanguan, D., Li, J., Han, H., et al. (2006). Impact of the glacial change on water resources in the Tarim River Basin. *Acta Geographica Sinica*, 61(5), 482–490.
- Magruder, L. A., Webb, C. E., Urban, T. J., Silverberg, E. C., & Schutz, B. E. (2007). ICESat altimetry data product verification at white sands space harbor. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(1), 147–155.
- Mao, D., Han, D., & Zhang, F. (1998). *Water resource environment and management for Talimu Basin* (pp. 37–40). Beijing: Environment Science Publishing House of China.
- Miller, P. E., Kunz, M., Mills, J. P., King, M. A., Murray, T., James, T. D., & Marsh, S. H. (2009). Assessment of Glacier Volume Change Using ASTER-Based Surface Matching of Historical Photography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7), 1971–1979.
- Narama, C., Kääb, A., Duihonakunov, M., & Abdrakhmatov, K. (2010). Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (1970), Landsat (2000), and ALOS (2007) satellite data. *Global and Planetary Change*, 71, 42–54.
- Nuth, C., & Kääb, A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5, 271–290.
- Paul, F., & Haeberli, W. (2008). Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models. *Geophysical Research Letters*, 35, L21502.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., & Haeberli, W. (2004). Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31(21), L21402.

- Pieczonka, T., Bolch, T., & Buchroithner, M. F. (2011). Generation and evaluation of multi-temporal digital terrain models of the Mt. Everest area from different optical sensors. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66, 927–940.
- Quincey, D. J., Braun, M., Glasser, N. F., Bishop, M. P., Hewitt, K., & Luckman, A. (2011). Karakoram glacier surge dynamics. *Geophysical Research Letters*, 38, L18504.
- Reuter, H. I., Nelson, A., & Jarvis, A. (2007). An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data. *International Journal of Geographical Information Science*, 21(9), 983–1008.
- Rivera, A., Casassa, G., Bamber, J., & Kääb, A. (2005). Ice-elevation changes of Glacier Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data. *Journal of Glaciology*, 51(172), 105–112.
- Rodriguez, E., Morris, C. S., & Belz, J. E. (2006). A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72, 249–260.
- Schwitzer, M. P., & Raymond, C. F. (1993). Changes in the longitudinal profiles of glaciers during advance and retreat. *Journal of Glaciology*, 39(133), 582–590.
- Shi, Y. (2008). Concise glacier inventory of China. Shanghai: Shanghai Popular Science Press.
- Shi, Y., Mi, D., Yao, T., Zeng, Q., & Liu, C. (2010). Glaciers of Asia—Glaciers of China. In R. S. Williams Jr., & J. G. Ferrigno (Eds.), *Satellite image atlas of glaciers of the world* (pp. 127–165). Denver: U.S. Geological Survey Information Services.
- Shi, Y., Shen, Y., Kang, E., Li, D., Ding, Y., Zhang, G., et al. (2007). Recent and future climate change in northwest China. *Climatic Change*, 8, 379–393.
- Sorg, A., Bolch, T., Stoffel, M., Solomina, O., & Beniston, M. (2012). Climate change impacts on glaciers and runoff in Central Asia. *Nature Climate Change*, 2, 725–731.
- Surazakov, A. B., & Aizen, V. B. (2010). Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 76(5), 603–608.
- Tucker, C. J., Grant, D. M., & Dykstra, J. D. (2004). NASA's global orthorectified Landsat data set. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 7(3), 313–322.
- Wang, Y., Hou, S., & Liu, Y. (2009). Glacier changes in the Karlik Shan, eastern Tien Shan, during 1971/72–2001/02. *Annals of Glaciology*, 50(53), 39–45.
- Wang, P., Li, Z., Li, H., Wang, W., & Wang, F. (2011a). Ice surface-elevation change and velocity of Qingbingtan Glacier No. 72 in the Tomor region, Tianshan Mountains, central Asia. *Journal of Mountain Science*, 8(6), 855–864.
- Wang, S., Zhang, M., Li, Z., Wang, F., Li, H., Li, Y., et al. (2011b). Response of glacier area variation to climate change in Chinese Tianshan mountains in the past 50 years. *Acta Geographica Sinica*, 66(1), 38–46.
- WGMS (2011). Glacier Mass Balance Bulletin No. 11 (2008–2009). In M. Zemp, S. U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, M. Hoelzle, F. Paul, & W. Haeblerli (Eds.), *Glacier Mass Balance Bulletin* (pp. 102). Zurich: ICSU (WDS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service.
- Xie, C., Ding, Y., Chen, C., & Han, T. (2007). Study on the change of Keqikaer Glacier during the last 30 years, Mt. Tuomuer, Western China. *Environmental Geology*, 51, 1165–1170.
- Xie, C., Ding, Y., Liu, S., & Chen, C. (2006). Response of meltwater runoff to air-temperature fluctuations on Keqikaer glacier, south slope of Tuomuer mountain, western China. *Annals of Glaciology*, 43(1), 275–279.
- Xu, J., Liu, S., Zhang, S., & Shangguan, D. (2006). Glaciers fluctuations in the Karamilan-Keriya River watershed in the past 30 years. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 28(3), 312–318.
- Yu, P., Xu, H., Liu, S., An, H., Zhang, Q., & Gong, J. (2011). The nonlinear characteristics of annual runoff change in Aksu River. *Journal of Natural Resources*, 26(8), 1412–1422.
- Zhang, Y., Liu, S., Ding, Y., Li, Y., & Shangguan, D. (2006). Preliminary study of mass balance on the Keqicar Baxi Glacier on the south slopes of Tianshan mountains. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 28(4), 477–484.
- Zhao, Q., Ye, B., Ding, Y., Zhang, S., Zhao, C., Wang, J., et al. (2011). Simulation and analysis of river runoff in typical cold regions. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 3(6), 0498–0508.
- Zhou, C., Yang, W., Wu, L., & Liu, S. (2009). Glacier changes from a new inventory, Nianchu river basin, Tibetan Plateau. *Annals of Glaciology*, 50(53), 87–92.

8.2 Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery

Eigenanteil

Die Aufbereitung und Prozessierung der verwendeten Satellitendaten sowie die Bestimmung geodätischer Massenbilanzen erfolgte durch den Verfasser allein. Die Fehleranalyse in Bezug auf die berechneten Massenbilanzen wurde ebenfalls durch den Erstautor vorgenommen. Die Berechnung der Gletscherflächenveränderungen erfolgte durch den Co-Autor. Die Konzeption der Studie erfolgte gemeinschaftlich durch beide Autoren. Für die Zusammenstellung der Ergebnisse und das Verfassen des Manuskripts zeichnet der Verfasser verantwortlich.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2015 unter dem Titel “Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery“ im Journal *Global and Planetary Change* und ist unter doi:10.1016/j.gloplacha.2014.11.014 abrufbar.

Zitation

Pieczonka, T. und T. Bolch (2015). *Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery*. *Global and Planetary Change*, 128, 1-13, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.11.014.



Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery



Tino Piczonka^{a,*}, Tobias Bolch^{a,b}

^a Institute for Cartography, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

^b Department of Geography, University of Zurich, 8057 Zürich, Switzerland

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 August 2014

Received in revised form 24 November 2014

Accepted 26 November 2014

Available online 3 December 2014

Keywords:

change assessment
geodetic glacier mass budget
glacier area change
Central Tien Shan
KH-9 Hexagon
Sary-Djaz/Aksu

ABSTRACT

The meltwater released by the glaciers in the Central Tien Shan feeds in particular the Tarim River which is the main artery for the oases at the northern margin of the Taklamakan desert. The correct assessment of the contribution of the glaciers' meltwater to the total runoff is hampered by the lack of long-term measurements of glacier mass budgets. Digital terrain models (DTMs) for the different regions in the Central Tien Shan were generated based on ~1975 KH-9 Hexagon imagery and compared to the SRTM3 DTM acquired in February 2000. Moreover, glacier area changes for the period ~1975–2008 have been measured by means of multi-temporal optical satellite imagery.

The geodetic mass budget estimates for a glacierized area of 5000 km² revealed increasing mass loss east to west and from the inner to the outer ranges. Highest mass loss accompanied by the most pronounced glacier retreat was found for the Ak-Shirak massif with a region-wide mass balance of -0.51 ± 0.36 m w.e. a⁻¹ and a rate of area change of $-0.27 \pm 0.15\%$ a⁻¹, whilst moderate mass loss was observed for the Inylchek (0.20 ± 0.44 m w.e. a⁻¹) and Tomur area (0.33 ± 0.30 m w.e. a⁻¹) despite partly debris cover. These latter regions also revealed the lowest glacier shrinkage within the entire Central Tien Shan. The total glacier mass loss of 0.35 ± 0.34 m w.e. a⁻¹ is, however, within the global average whilst the glacier area shrinkage is comparatively low. On average, the investigated glacierized area of ~6600 km² shrank by $0.11 \pm 0.15\%$ a⁻¹ only. We could also identify several surge-type glaciers. The results are consistent with in-situ mass balance measurements for Karabatkak Glacier and previously published results of the Ak-Shirak range proving the suitability of declassified imagery for glacier change investigations. The contribution to the runoff of Aksu River, the largest tributary of the Tarim River, due to glacier imbalance has been determined at ~20% for the 1975–2000 period.

© 2014 Published by Elsevier B.V.

1. Introduction

The Tien Shan accommodates several thousand glaciers in the Uzbek, Kyrgyz, Kazak and Chinese part covering an area of about 16,400 km² (Kotlyakov et al., 2010), which are an important source of freshwater for the surrounding arid regions (Sorg et al., 2012; Unger-Shayesteh et al., 2013). Central Tien Shan glaciers receive most of their accumulation during summer as precipitation is concentrated between May and September (Kutuzov and Shahgedanova, 2009).

Observations at the Tien Shan meteorological station at 3614 m a.s.l. revealed a continuous increase in mean annual summer air temperature between 0.01 °C a⁻¹ (Aizen et al., 1997a [1940–1991 period]) and 0.03 °C a⁻¹ (Kutuzov and Shahgedanova, 2009 [1956–2007 period]) and a decrease in annual precipitation between the 1960s and 1990s (Kutuzov and Shahgedanova, 2009; Kriegel et al., 2013).

Therefore, glacier downwasting was the dominating process in the last decades, except for a short period around 1970, when mass gains could be observed for few glaciers based on aerial photography and glaciological observations (Bolch, accepted for publication; Dyurgerov, 2010; Aizen et al., 2007).

Several studies revealed a decrease in glacier area in the Inner and Central Tien Shan between 13% in the Terskey Ala-Too (Khromova et al., 2014; Kutuzov, 2012; Kutuzov and Shahgedanova, 2009 [1965–2003 period]), 23% in the Naryn Catchment (Kriegel et al., 2013 [between 1970s and mid-2000s]), and only 1.3% in the Chinese part (Shangguan et al., 2009 [between mid-1960s and 2000]) showing increasing area losses east to west and from the inner to the outer parts. However, glacier area changes show a delayed response and only the glacier mass budget shows an almost direct signal to climate (Oerlemans, 2001).

Comprehensive analyses of glacier elevation changes are of uttermost importance in order to gain a better understanding on the recent changes in the Central and South Asian ice cover with regard to the ongoing climate change (Marzeion et al., 2014) and for the correct

* Corresponding author at: Institute for Cartography, Helmholtzstraße 10, 01069 Dresden, Germany. Tel.: +49 35146333281; fax: +49 35146337028.
E-mail address: t.piczonka@tu-dresden.de (T. Piczonka).

assessment of the contribution of the glaciers' meltwater to the total runoff (Sorg et al., 2012) and sea-level rise (Gardner et al., 2013). Region-wide geodetic mass balance studies based on national digital terrain models (DTMs) and remote sensing data have been accomplished e.g. for British Columbia (Schiefer et al., 2007), for the Swiss Alps (Paul and Haeberli, 2008), for Alaska (Berthier et al., 2010), and for the Pamir–Karakoram–Himalaya (Gardelle et al., 2013). In contrast, there are few mass balance studies focusing on single glaciers or small catchments only for the Central (Shangguan et al., 2014; Pieczonka et al., 2013; Wang et al., 2013) and Inner Tien Shan (Kutuzov, 2012; Aizen et al., 2007; Surazakov and Aizen, 2006) which may not adequately represent the wide range of glacier behavior in the region.

Several existing in-situ mass balance measurements in the Tien Shan were interrupted in the 1990s after the collapse of the Soviet Union and new investigations have just started or are planned. Longest in-situ mass balance time series exists for Urumqi Glacier No. 1 in the Eastern Tien Shan and Tuyuksu Glacier located in the Northern Tien Shan (WGMS, 2013). Region-wide mass balance estimates for the Tien Shan have recently been determined by means of gravimetric (Jacob et al., 2012) and laser altimetry (Gardner et al., 2013) measurements. These measurements are, however, averaged over the entire Tien Shan and limited to the 2003–2009/2010 period. The declassification of U.S. reconnaissance imagery from the 1960s and 1970s offers huge potentials to compare the state of the glaciers over more than four decades (Pieczonka et al., 2013; Bolch et al., 2011; Lamsal et al., 2011; Surazakov and Aizen, 2010).

The main objective of this study is to assess the region-wide glacier mass budgets for the Central Tien Shan, the most heavily glacierized part of the entire mountain range comprising ~6600 km² of ice cover (Arendt et al., 2012). One focus is on the Aksu Catchment whose glacier melt water is of high importance for the Tarim River (Xinjiang/China)—one of the longest covered intracontinental river systems in the world and of high importance for the economic development of the oases at

the northern margin of the Taklamakan desert—which is significantly nourished by glacier melt (Sorg et al., 2012; Kaser et al., 2010).

Roughly 70% of the total runoff is contributed by its largest tributary the Aksu River (Sary-Djaz in Kyrgyzstan) (Wang et al., 2003). Thus, the water supply considerably depends on the glacial meltwater and is therefore influenced by glacier changes.

In addition, we aim to extend the work by Osmonov et al. (2013), who investigated glacier area changes for the 1990–2010 period for the Sary-Djaz Catchment only, both in space and time and to provide information about area changes and relate them to mass changes.

The study region is covering the Aksu Catchment, and parts of the Naryn, Issyk-Kul, Ili, and Muzat Catchment with an area of about 65,000 km² where ~10% are ice-covered (Fig. 2). It comprises the Ak-Shirak massif, the Jengish Chokusu (Tomur Feng/Pik Pobeda)—Khan Tengri massif, the Xuelian Feng (Snow Lotus Peak) massif, and parts of the Terskey Ala-Too and KokShal-Too with large compound-valley glaciers, e.g. Tomur or Inylchek glacier, and dendritic glaciers, e.g. Kaindy or Koxkar Glacier whose termini are often debris-mantled (Fig. 3). About ~5% of all glaciers in the area under investigation reveal a layer of debris. Debris-covered glacier tongues are characterized by exposed ice cliffs and supraglacial ponds which significantly influence the overall glacier mass budget (Juen et al., 2014; Sakai et al., 2000). Glaciers in the study region are typically polythermal or cold (Osmonov et al., 2013; Shi and Liu, 2000).

2. Data

Remote sensing data were selected in terms of complete ground coverage. Therefore, we selected KH-9 Hexagon imagery and the almost globally available SRTM3 dataset for elevation change assessments. In addition, we used Landsat MSS, TM and ETM+ as well as SPOT-5 data for generating a glacier inventory and performing change assessments (Fig. 1, Table 1).

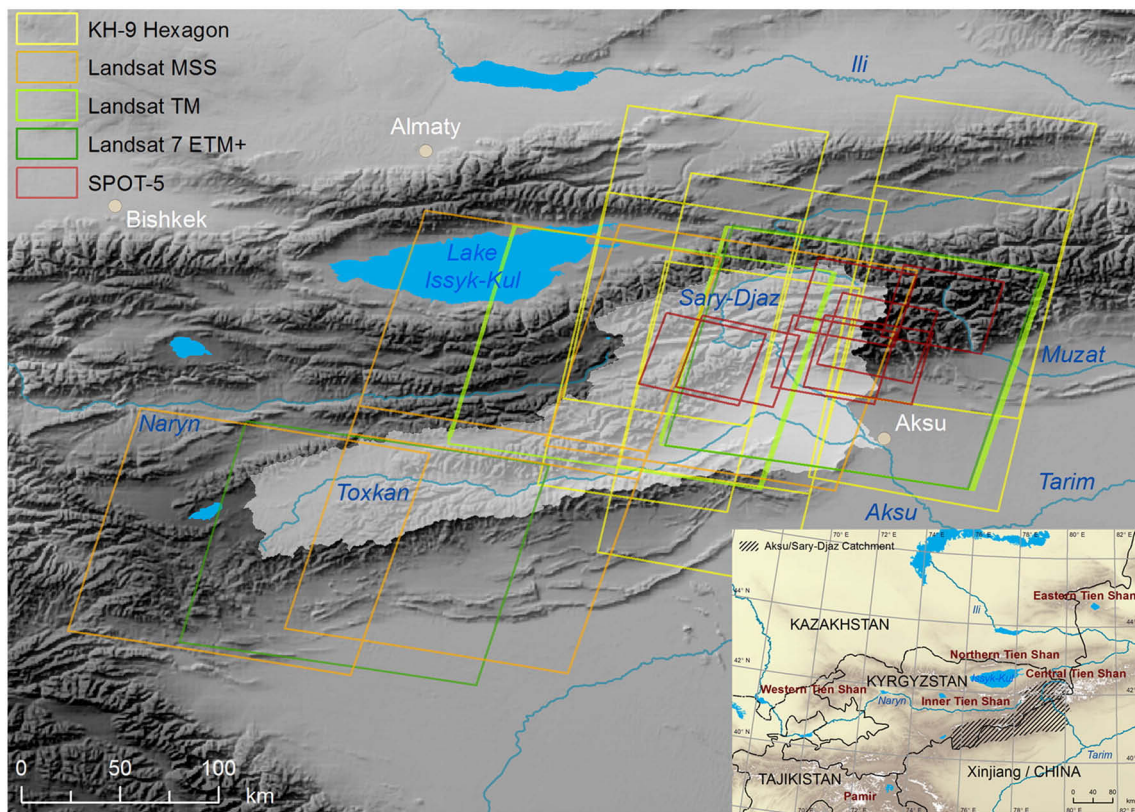


Fig. 1. Data coverage of the utilized datasets for glacier delineation and DTM processing.

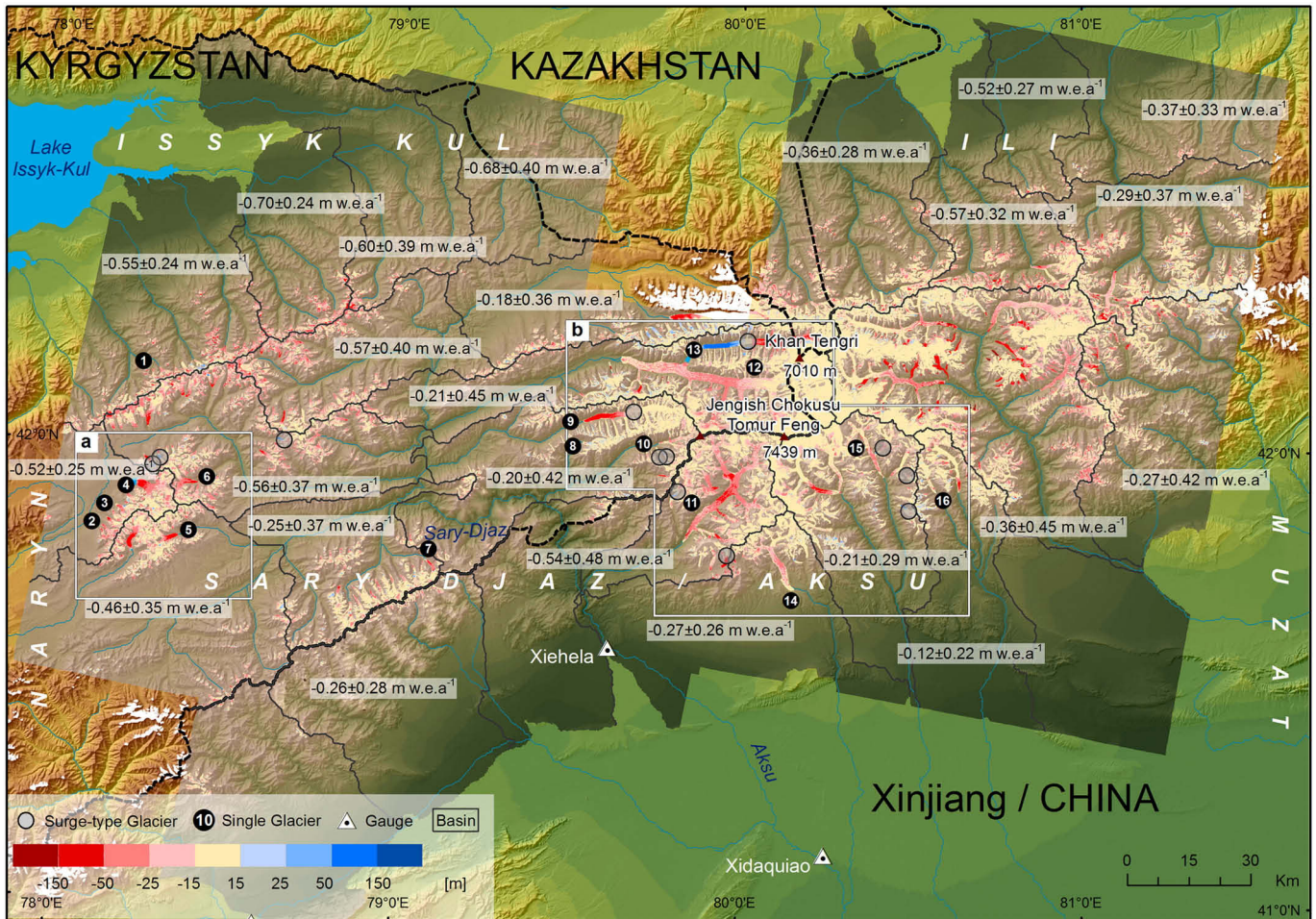


Fig. 2. Study region showing the coverage of the KH-9 DTMs and the calculated glacier elevation differences. Detailed maps (cf. Fig. 7) have been generated for the Ak-Shirak and Tomur-Inylchek region. Glacier mass budgets for single basins (depicted as gray polylines) reveal spatial heterogeneity.

2.1. KH-9 Hexagon—Mapping Camera (MC)

KH-9 Hexagon, whose images were declassified in 2002, was part of the US keyhole reconnaissance satellite program. However, detailed lens distortion information were not declassified with the film. The Mapping Camera (MC) System operated between April 1973 (Mission 1205) and June 1980 (Mission 1216). During this time about ~209,000 km² were recorded in trilap mode, ~60,000 km² in bilap

mode and ~63,000 km² in mono mode. The utilized 12-inch terrain lens system, with a maximum distortion of 26 μm and a field of view of 80°, enabled a 129 × 259 km² ground coverage on a scale of 1:600,000 at an altitude of ~170 km (perigee) (Burnett, 2012). Due to the frame camera design Hexagon images are characterized by four fiducial marks and 1081 reseau crosses (Surazakov and Aizen, 2010), which can be used to restore the image geometry at the time of image acquisition. For the KH-9 missions the same film as for the KH-4

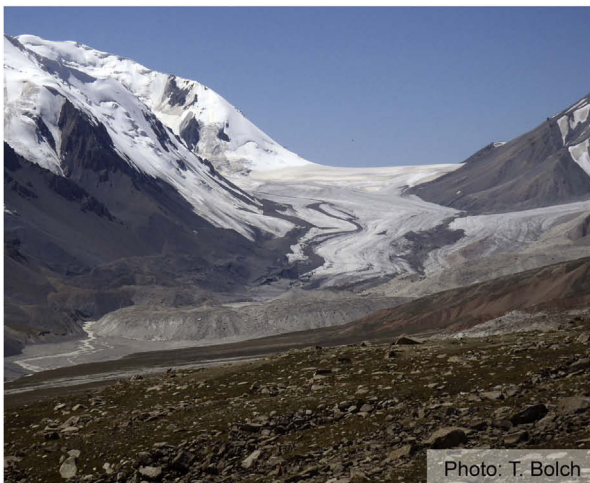


Fig. 3. Photographs of Kaindy Glacier in the Ak-Shirak massif [left] and Kaindy Glacier in the Tomur-Inylchek region [right] taken in August and September 2012.

Table 1
Input and reference datasets.

Sensor	Date	ID/path-row	Spatial res.	Usage
KH-9 Hexagon	31/07/1973		7.6 m	Glacier mass budget + mapping (P)
KH-9 Hexagon	16/11/1974		7.6 m	Glacier mass budget + mapping (P)
KH-9 Hexagon	12/01/1976		7.6 m	Glacier mass budget + mapping (P)
Landsat MSS	12/08/1975	159/031	60 m	Glacier mapping (S)
Landsat MSS	13/08/1975	160/031	60 m	Glacier mapping (S)
Landsat MSS	03/08/1977	161/032	60 m	Glacier mapping (S)
Landsat MSS	08/08/1978	160/032	60 m	Glacier mapping (S)
Landsat TM	08/08/2007	147/031	30 m	Glacier mapping (P)
Landsat TM	16/09/2007	148/031	30 m	Glacier mapping (P)
Landsat TM	16/08/2010	147/031	30 m	Glacier mapping (S)
Landsat ETM +	18/02/2000	147/031	15 m	Snow mapping
Landsat ETM +	22/08/2010	149/032	15 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	24/08/2007	206/265	2.5 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	18/09/2007	203/266	2.5 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	19/09/2007	204/265	2.5 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	01/02/2008	204/265	2.5 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	30/07/2009	202/265	2.5 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	02/11/2009	205/265	2.5 m	Glacier mapping (S)
SPOT-5	04/09/2010	205/265	2.5 m	Glacier mapping (S)
SRTM (STS-99)	11/02/2000		~90 m	Glacier mass budget

P ... Primary scene, S ... Secondary scene.

mission, which was the first mission providing stereo coverage, with a film resolution of about 85 lp/mm (line pairs per millimeter) was used. KH-9 imagery is preferred, as one KH-9 scene covers an area of $250 \times 125 \text{ km}^2$, whereas the footprint size of one KH-4 filmstrip is only $15 \times 210 \text{ km}^2$ accompanied by complex panoramic distortions making the stereo-processing more difficult (Pieczonka et al., 2011).

A scan resolution of about 4000 dpi is needed to get the image content without any loss of information. Due to scratches on the images as a consequence of the long time of storage and for performance reasons we decided to use the data with a scan resolution of 14 micrometer (1800 dpi) scanned by USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. Three KH-9 MC stereopairs with 70% overlap acquired in mission 1206 (1973), 1209 (1974), and 1211 (1975) were processed for DTM generation. The Hexagon data cover most parts of the study region except the westernmost parts (Fig. 2).

2.2. Landsat/SPOT data

Data from the Landsat Mission provide a unique archive of satellite imagery since the 1970s. It all started with the 4-channel Multi-Spectral Scanner (MSS) operating in the visible and near-infrared-(VNIR) spectrum having a spatial resolution of 79 m. Since the fourth Landsat mission launched in 1984 the TM sensor, also equipped with two short-wave infrared (SWIR) sensors, has acquired images with an improved resolution of 30 m which allowed for the first time automated mapping of snow and ice. The SPOT-1 satellite, operated by the Centre national d'études spatiales (CNES), was launched in 1986 and had beside 4 VNIR (visible and near-infrared) bands a panchromatic band with a geometric resolution of 10 m. Since 2002 SPOT-5 has been acquiring imagery with a spatial resolution of 2.5 m. For this study, the best available Landsat TM scenes from the period 2007–2010 were downloaded from the USGS GLOVIS website (glovis.usgs.gov). Snow conditions were suitable for most of the scenes except for the central part of the study area where the highest peaks are located. Therefore, we used two scenes with different snow conditions in different parts of the scenes complemented by pansharpened SPOT-5 data recorded between 2007 and 2010 with a spatial resolution of 2.5 m covering an area of $60 \times 60 \text{ km}^2$. Landsat MSS data from the years 1975–1978 were used to obtain information about the glacier extents from the 1970s were Hexagon data was not available (Table 1). Landsat data were available in the orthorectified level 1 T whilst SPOT-5 data have been orthorectified using GCPs obtained from Landsat ETM + scenes and the SRTM3 DTM.

2.3. SRTM3 digital terrain model

The SRTM3 dataset, which has an absolute horizontal accuracy of 20 m and a vertical accuracy of up to 10 m (Rodriguez et al., 2006) with increasing inaccuracies towards steeper terrain (Racoviteanu et al., 2007; Jacobsen, 2005), was chosen as vertical reference for GCP collection. Because the original SRTM3 datasets suffer from radar related data gaps in high mountain regions we used the gap-filled SRTM3 DTM from the Consultative Group on International Agricultural Research (CGIAR) Version 4.1 (Jarvis et al., 2008)—resampled to 25 m in a bicubic manner in order to preserve the elevation structure of the original DTM (Xiuping and Richards, 1999)—as master for the co-registration of the Hexagon KH-9 DTMs. The non-filled SRTM3 DTM was used for the calculation of the glacier elevation differences.

3. Methodology

3.1. Glacier mapping

Parts of our glacier inventory are based on glacier outlines of the period ~2008 generated by Osmonov et al. (2013) for the Sary-Djaz basin and Pieczonka et al. (2013) for the Tomur region which cover ~40% of the studied glacier area but less than one third of the glacier number. Glaciers in the regions to the east, west and south have been mapped automatically based on the well-established Red/SWIR band ratio (Paul et al., 2014; Bolch et al., 2010) using Landsat TM images. The outlines were visually checked and, if available, manually adjusted in terms of seasonal snowpatches and missing debris-covered glacier parts using the high resolution SPOT-5 scenes as supplementary information. We also identified few debris-covered glacier parts missing and some wrongly mapped seasonal snow in the Sary-Djaz inventory (Osmonov et al., 2013). However, overall this inventory is of good quality and the omission and commission areas were only about 0.5%. The contiguous ice masses were separated into single glaciers based on hydrological basins following Bolch et al. (2010). The 2007–2010 outlines served as a basis for the manual adjustment for the 1970s using the KH-9 Hexagon and Landsat MSS scenes.

The precision of the automated delineation is commonly within half a pixel with regard to the glacier perimeter (Paul et al., 2013; Bolch et al., 2010). Consequently, the mapping uncertainty was calculated using a buffer of 10 m taking into consideration that higher resolution datasets were available for manual improvements. For the 1970s outlines we

assumed a mapping inaccuracy of 1 pixel (~8 m in terms of the spatial resolution of KH-9 imagery) and 30 m (i.e. half a MSS pixel) for the parts where only MSS data was available. This led to an uncertainty of 3.0% for the ~2008 data and 3.8% for the ~1975 data which matches well the uncertainty revealed in other studies (Paul et al., 2013; Bolch et al., 2010; Paul et al., 2002). The overall uncertainty for the area change was 4.8% considering the law of error propagation.

Because an insufficient amount of Landsat scenes of good quality was available for the period around 2000 the inventory was generated with the glacier area as constituted around the year 2008.

3.2. KH-9 Hexagon processing

All KH-9 DTMs were generated with LPS (Leica Photogrammetry Suite) 2013 using the frame camera model with a fixed focal length of 30.5 cm. The pre-processing of the KH-9 images, comprising the removal of internal film distortions based on reseau crosses, has been done following Pieczonka et al. (2013). GCPs have been collected from Landsat 7 ETM+ imagery (15-meter panchromatic band) with SRTM3 as vertical reference. The coordinates of the fiducials were measured manually starting from the image center. All stereopairs have been processed with a RMS of triangulation of <~1 Pixel (Table 2). The spatial resolution of the final DTMs was 25 m.

Both, the KH-9 mapping camera (MC) and the Large Format Camera (LFC) have a similar camera design with comparable maximum lens distortions of about 26 μm (Burnett, 2012; Surazakov and Aizen, 2010). Therefore, we transferred the radial lens distortion of the LFC camera (Mollberg and Schardt, 1988) to the KH-9 MC camera.

To account for any tilt between two DTMs the global trend of elevation differences between $-150 \text{ m} \leq \Delta h \leq 150 \text{ m}$ over gently inclined ($\leq 15^\circ$) non-glaciated terrain was calculated and added to the KH-9 DTM. In order to avoid including unmapped glacier pixel in our non-glaciated terrain we chose a glacier mapping error of 3 pixels.

Then we subdivided the entire study region into single basins. This gave us the possibility to better consider local horizontal and vertical deviations for an optimal co-registration. In total, we deduced 24 basins covering an area between 650 and 2700 km^2 . Subsequently, all subset DTMs were co-registered following the approach described by Nuth and Kääb (2011) and Pieczonka et al. (2013). The final displacement vectors between KH-9 Hexagon and SRTM3 were less than or equal one pixel (25 m) on average.

3.3. Data gaps and outlier handling

Data gaps mainly occur in areas with less image contrast when working with optical imagery. In high mountain areas this is mainly related to the snow-covered accumulation regions and areas with cast shadows. Together with radar induced data gaps the proportion of missing information on glaciers is comparatively high with ~30% over the entire study region. The missing values predominantly occur in the eastern part, where the original SRTM3 shows large data gaps.

Outlier filtering was necessary for both the non-glaciated terrain which is an indicator for the quality of the co-registration as these areas are supposed to be stable over time, and for the glaciers where the non-filtered difference image revealed peaks of surface lowering in the accumulation regions due to mismatched pixels.

For the ice-free terrain, outliers are defined by the 1.5 fold interquartile range (IQR). We calculated the NMAD (Normalized Median Absolute Deviation) for stable terrain for all single basins as a robust

estimator for the standard deviation (Pieczonka et al., 2013). The overall accuracy for the entire study region has then been determined as the NMAD of all weighted NMAD values for all basins.

Outliers on glaciated terrain have been filtered under the assumption that thickness change distributions for glaciers with negative budgets typically have maximum lowering on the glacier front and lowest downwasting at higher altitudes following a non-linear trend (Schwitter and Raymond, 1993). However, this typical pattern is altered by debris cover and does not consider special forms like surge-type glaciers with high frequencies of extremely positive Δh values on comparatively low altitudes. Thus, heterogeneous glacier thickness changes with volume gains and volume losses in ablation regions made it difficult to apply a general threshold to the entire glaciated terrain in order to remove outliers. Therefore, we decided to filter in dependence on the overall standard deviation of the glacier elevation differences weighted by an elevation dependent coefficient. With respect to the non-linear behavior of glacier thickness change the weighting coefficient has been determined using a sigmoid function (Eq. (E2)) which is supposed to be a good reflection of the elevation dependency. For this purpose, we first normalized the elevation of all glacier pixels by the maximum elevation range (Eq. (E1)). In the second step the weighting coefficient (r_{STD}) has been determined using Eq. (E2) with w as the normalized glacier elevation. We found that the tenfold standard deviation was suitable in order to preserve glacier surges. E2 was adapted accordingly resulting in a maximum value of 10 and a minimum of 0.02 for the highest elevations where only small glacier thickness changes are expected. Thus, the weighting coefficient r_{STD} which has finally been multiplied with the overall standard deviation of the glacier elevation differences afflicted with outliers is small ($r_{STD} \ll 1$) for high altitudes and large in the ablation regions ($r_{STD} \gg 1$) warranting a larger range of Δh values in the less steep ablation regions to preserve surge-type glaciers and a narrow range of Δh values ($-0.5 \leq \Delta h \leq 0.5 \text{ m}$) at the glacier head (Fig. 4).

$$w = \frac{(Max_{Elevation} - Min_{Elevation})}{Glacier_{Elevation}} \quad (E1)$$

$$r_{STD} = 5 - 5 \tanh(2\pi - 5w) \quad (E2)$$

$$\Delta h_{max} = r_{STD} * STD_{Glacier} \quad (E3)$$

w ...normalized glacier pixel elevation
 $Max_{Elevation}$...maximum glacier elevation, $Min_{Elevation}$...minimum glacier elevation
 r_{STD} ...weighting coefficient
 Δh_{max} ...maximum thickness change, $STD_{Glacier}$...overall standard deviation of glacier Δh

All missing pixel values in the ablation and accumulation regions were filled by means of ordinary kriging. Kriging was accomplished without anisotropy modeling assuming a stationary variance but also a non-stationary mean value within the search radius. However, huge amounts of radar induced data gaps in the SRTM3 DTM east of Khan Tengri impaired the filling and boundary effects are still visible (Fig. 2).

3.4. Radar penetration

Radar penetration for the C-band of SRTM is supposed to be highest in the accumulation regions, where snow and firn is prevailing (Rignot et al., 2001). We determined the penetration depth of the C-band signal by comparing our SRTM3 elevations with available ICESat GLA14 footprints following the approach described by Kääb et al. (2012). Due to the C-band penetration SRTM3 is likely referring to the end of summer 1999 glacier surface. Therefore, in order to allow a direct comparison to SRTM3 elevations we only selected footprints captured between September and October assuming that they are representing the surface at the end of the ablation season of the respective year.

All footprints have than been co-registered to SRTM3 and the SRTM3 elevations were bilinearly resampled. The shift vector in x-direction was

Table 2
Amount of GCPs and residuals of stereo image processing in LPS 2013.

	KH-9 Ak-Shirak	KH-9 Kaindy	KH-9 Koxkar
No. GCPs	40	38	47
RMSE [pixel]	0.5	0.8	1.1

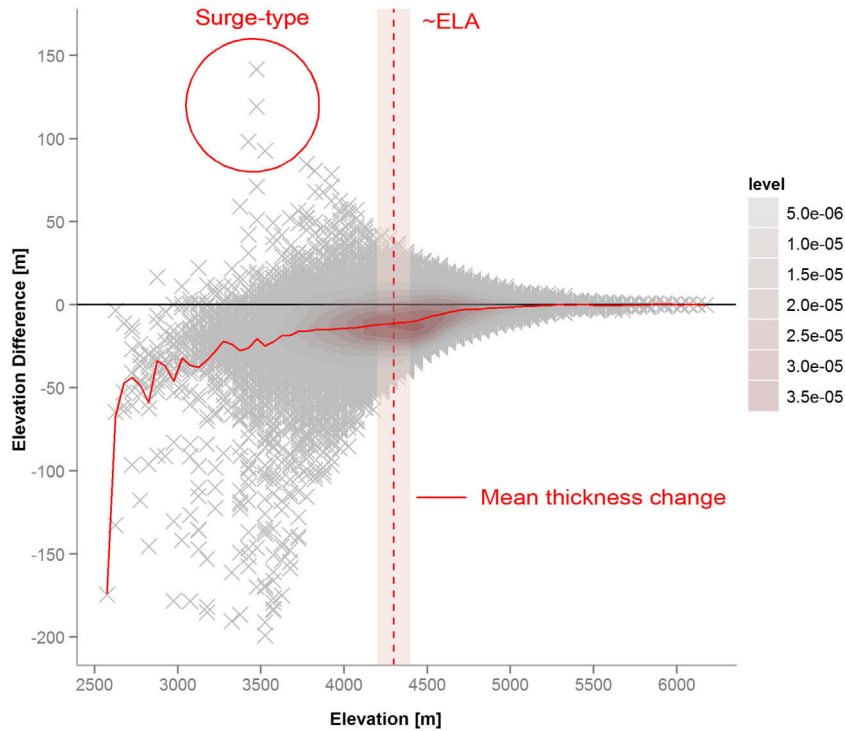


Fig. 4. Distribution and 2D density of mean elevation differences for glaciated terrain after outlier-cleaning within 50 m elevation bands calculated for each individual glacier. The range of the appearing ELA values—derived from snow line values specified in the *Katalog Lednikov SSSR [Glacier Inventory of the USSR] (1973)*—is illustrated as a buffer of ± 100 m. Positive values of up to +150 m in lower altitudes are indicators of surge-type glaciers and glacier thickening.

0.6 m and 14.7 m in y-direction. Erroneous ICESat elevations caused e.g. by clouds were eliminated by applying a threshold of ± 150 m to the calculated elevation differences. Since the analysis is hampered by different geometric resolutions of both datasets (90 m vs. 70 m) we also eliminated all values on steep terrain (slope angle $> 30^\circ$). In a last step we classified the footprints into non-glacier, glacier without debris-cover, debris-cover, and in one class only containing pixel in accumulation regions. As ICESat was launched in 2003 the 1999 penetration depth was extrapolated by a robust linear regression based on the mean elevation differences of the available 2003–2009 tracks and corrected by the non-glacier median offset of 0.43 m. The uncertainty of the penetration depth was evaluated based on the standard error for each class (Kääb et al., 2012).

We determined a mean penetration depth of -2.2 ± 1.2 m for the debris-free glacier regions, -6.0 ± 2.2 m for the accumulation regions, $+1.8 \pm 3.3$ m for the debris-covered glacier parts, and -0.5 ± 0.2 m for the non-glacier area. The positive value for the debris-covered part is likely due to different geometric resolutions but is in agreement with the values reported by Kääb et al. (2012) for the debris-covered regions in the Karakoram. To correct our elevation differences for radar penetration we finally added a constant penetration depth of -2.2 m to all pixel values in glacierized regions without debris-cover. The uncertainty of ± 1.2 m is considered within the accuracy assessment. The correction for radar penetration decreases the mass budgets by 0.07 m w.e. on average.

3.5. Accuracy assessment

The overall thickness change uncertainty was calculated by Eq. (E4) considering the radar wave penetration accuracy Δp of ± 1.2 m and the relative vertical accuracy $\Delta\sigma$ (NMAD) of non-glacier terrain after DTM co-registration. Assuming an ice density of (ρ_I) 850 kg/m^3 and adding the ice density uncertainty $\Delta\rho$ of 60 kg/m^3 (Huss, 2013) we finally got the overall mass budget uncertainty u_M (Eq. (E5)) where t is the length

of the observation period, Δh is the measured glacier thickness change, and ρ_W the density of water (999.972 kg/m^3).

$$u_{DTM} = \sqrt{(\Delta\sigma)^2 + (\Delta p)^2} \quad (\text{E4})$$

$$u_M = \sqrt{\left(\frac{\Delta h}{t} * \frac{\Delta\rho}{\rho_W}\right)^2 + \left(\frac{u_{DTM}}{t} * \frac{\rho_I}{\rho_W}\right)^2} \quad (\text{E5})$$

The comparison with in-situ mass balance measurements necessitates the correction for seasonality. This is true for the KH-9 Hexagon images which were acquired in July 1973, November 1974 and January 1976 and do not coincide with the end of the ablation season (typically end of September).

Winter precipitation in the Central Tien Shan is low, as about $\frac{3}{4}$ of the annual precipitation occurs between May and September (Kutuzov and Shahgedanova, 2009). At Ts. Tuyuksu Glacier located at the northern edge of the Tien Shan only 8% of the precipitation occurs in winter (DJF) and the portion of winter accumulation should be similar or even less in the Central Tien Shan (Narama et al., 2010; Cao, 1998). As the precipitation is not homogeneous over the entire Central Tien Shan we assumed 15% of precipitation in the glaciological winter (between first of October and end of February; cf. Tien Shan Station and Karabatkak valley station) resulting in a mean winter accumulation rate of 0.1 m w.e. (0.02 m w.e. per winter month) for all glaciers draining into lake Issyk-Kul. This is in agreement with the mean winter precipitation rate at the Karabatkak valley weather station (1699 m a.s.l.) in the 1970–1979 period of 100 mm. With 0.05 m w.e. (0.01 m w.e. per winter month) the mean winter accumulation at the Tien Shan climate station (3639 m a.s.l. [since 1997 3614 m a.s.l.]) is only half of that of Karabatkak Glacier. Hence, a value of 0.01 m w.e. per winter month has been used to correct the mass balances of all glaciers draining into the Sary-Djaz, Muzat, and Naryn. For the glaciers located within the Ili River Catchment a correction of 0.03 m w.e. per winter

month (taking annual precipitation at Ts. Tuyuksu Glacier of about 990 mm [Narama et al., 2010] into account) was used under consideration of higher precipitation in the outer ranges. For the glaciers in the western part (e.g. Ak-Shirak), where KH-9 Hexagon was recorded in July, the correction was set to 0 assuming that ablation and accumulation are balanced. In sum, all final mass budgets are corrected for radar penetration and seasonality.

The standard error of the seasonality correction has been determined with ± 0.004 m w.e. which is negligible in terms of the long period of investigation.

Glacier mass budgets are calculated for a sample of 16 single glaciers (Table 5), for all separated catchments (Fig. 2), and for specific mountain ranges (Table 6). Moreover, the influence of debris cover is analyzed.

4. Results

The study presents for the first time information about glacier area and glacier mass changes for a large continuous area using KH-9 Hexagon imagery from the 1970s. In general, glacier changes in the Central Tien Shan are spatially heterogeneous with predominantly retreating and thinning but also advancing and thickening glaciers.

4.1. Glacier area changes

The entire mapped glacierized area with an extension from the Ak-Shirak range in the west to the Bohogo in the east was covering an area of 6607 ± 251 km² in ~1975 and 6362 ± 191 km² in ~2008 (Table 3). Hence, the overall glacier area shrank by 245 ± 315 km² or $3.7 \pm 4.8\%$ (or $0.11 \pm 0.14\%$ a⁻¹). The area of glaciers draining into Aksu River decreased from 3539 ± 135 km² to 3410 ± 102 km² ($3.6 \pm 4.8\%$ or $0.11 \pm 0.14\%$ a⁻¹).

The glacier shrinkage was highest in the west (34 ± 18 km² or $8.8 \pm 4.8\%$ in the Ak-Shirak range) and lowest in the KokShal-Too range (1.6 ± 4.9 km² or $1.5 \pm 4.8\%$ or $0.05 \pm 0.16\%$ a⁻¹) (Fig. 5). In this highly continental range several debris-covered glaciers with transitions to creeping permafrost features (rock glaciers) exist and no visible area changes could be identified here. Glacier shrinkage is also low in the central ranges with the highest peaks and large debris-covered glaciers like Inylchek, Tomur or Koxkar Glacier.

Taken together, the large debris-covered glaciers in the central ranges (Southern Inylchek, Tomur, and Koxkar glacier) covered an area of 802 ± 30 km² in 1975 and shrank by only $1.7 \pm 4.8\%$ until ~2008. In the same time, the area of Northern Inylchek Glacier increased by ~6.5 km² due to a surge which occurred around 1997 (Mavlyudov, 1999). The largest area increase of more than 10% (1975: 5.96 km², 2007: 6.63 km²) could be observed at Samoilovitsch Glacier (Glacier No. 377) where a surge happened after 2000 (Osmonov et al., 2013).

4.2. Glacier mass changes

Glaciers in the Central Tien Shan show predominant downwasting in the ~1975–1999 period with an average thickness decrease of 10.4 ± 9.8 m resulting in an average mass loss of 0.35 ± 0.34 m w.e. a⁻¹ (Table 4).

The highest mass loss could be observed for the western and northern catchments with mass budgets between -0.55 ± 0.24 and -0.70 ± 0.24 m w.e. a⁻¹. Moderate rates are concentrated to the areas south and north of Jengish Chokusu/Tomur Feng (Table 6). A similar pattern can also be seen for the single glaciers (Table 5). Sary-Tor Glacier and Bordu-Juschnaja Glacier in the Ak-Shirak massif experienced the highest mass loss of 0.51 ± 0.25 m w.e. a⁻¹ and 0.79 ± 0.25 m w.e. a⁻¹. In contrast, the mass loss of North and South Inylchek glaciers and Koxkar Glacier are roughly half as negative as for the glaciers in the Ak-Shirak. A positive mass budget of 0.22 ± 0.42 m w.e. a⁻¹ was observed for Bulantor Glacier, a west-oriented valley glacier south of Kaindy Glacier. Keqikekuzibayi Glacier in the Chinese part of the Central Tien Shan revealed a balanced budget of $+0.02 \pm 0.22$ m w.e. a⁻¹.

Surging patterns with a characteristic increase in surface elevation at the end of the glacier tongue and a surface lowering in the upper part could be observed for a couple of glaciers in the Ak-Shirak and Tomur area (Figs. 2, 7). The most pronounced surge was observed for North Inylchek Glacier with a maximum surface increase of ~150 m in the 1974–1999 period (Shangguan et al., 2014) (Fig. 7b). The significant thickening at the end of glacier tongue is due to a surge that happened around 1997 (Mavlyudov, 1999). Some glaciers show a characteristic bulge in the course of their glacier tongue indicating a surge in progress. The strongest glacier lowering as a follow-up of a surge that happened between 1943 and 1960 (Kotlyakov et al., 2010) could be observed for Kaindy Glacier with a maximum downwasting of ~100 m.

To get a broader view over the region we subdivided the study site into certain mountain ranges and larger catchments (Table 6). Here, the mass budgets are strongly influenced by the largest glaciers in the respective division. In the area north of Jengish Chokusu 76% of the entire glacierized area is covered by only 2% of the glaciers with the result that the mean mass budget is similar to that of North and South Inylchek Glacier. In general, the mass budgets of Tomur Area and Aksu Catchment are within the average, whilst the Ak-Shirak shows more negative and the Inylchek Area less negative mass budgets (Table 6, Fig. 6).

Significant downwasting rates could also be found for large debris-covered glaciers, e.g. Tomur Glacier, Kaindy Glacier, and Inylchek Glacier (Table 5). The highest mean downwasting rates for debris-covered glacier parts of more than 1.0 m a⁻¹ were measured for Tomur and Kaindy Glacier. An exception is North Inylchek Glacier whose debris-covered part shows a thickening of 0.36 ± 0.53 m a⁻¹ which can be traced back to a re-distribution of mass as a consequence of the mentioned surge.

Artifacts induced by data gap interpolation are visible in the basin east of Mount Khan Tengri where the proposed outlier filtering does not work sufficiently. This is because this region was also characterized by the highest amount of missing pixel values in the original SRTM3 DTM. Due to boundary effects and successive interpolation errors, mass losses in the mid-eastern part are suspected to be slightly overestimated.

5. Discussion

Sufficient image contrast is most important when calculating geodetic mass budgets using optical stereo imagery. However, accumulation

Table 3
Glacier area changes between ~1975 and ~2010.

Region	Area ~1975 (km ²)	Area ~2008 (km ²)	Change abs. (km ²)	Change rel. (%)	Change a ⁻¹ (%)
Ak-Shirak	381 ± 15	348 ± 10	-34 ± 18	-8.8 ± 4.8	-0.27 ± 0.15
KokShal-Too	587 ± 22	577 ± 17	-10 ± 28	-1.6 ± 4.9	-0.05 ± 0.16
Inylchek region	1074 ± 41	1042 ± 31	-32 ± 51	-3.0 ± 4.8	-0.09 ± 0.15
Tomur region	964 ± 37	940 ± 28	-24 ± 46	-2.5 ± 4.8	-0.08 ± 0.15
Aksu Catchm.	3539 ± 135	3410 ± 118	-129 ± 169	-3.6 ± 4.8	-0.11 ± 0.15
All	6607 ± 251	6362 ± 191	-245 ± 315	-3.7 ± 4.8	-0.11 ± 0.15

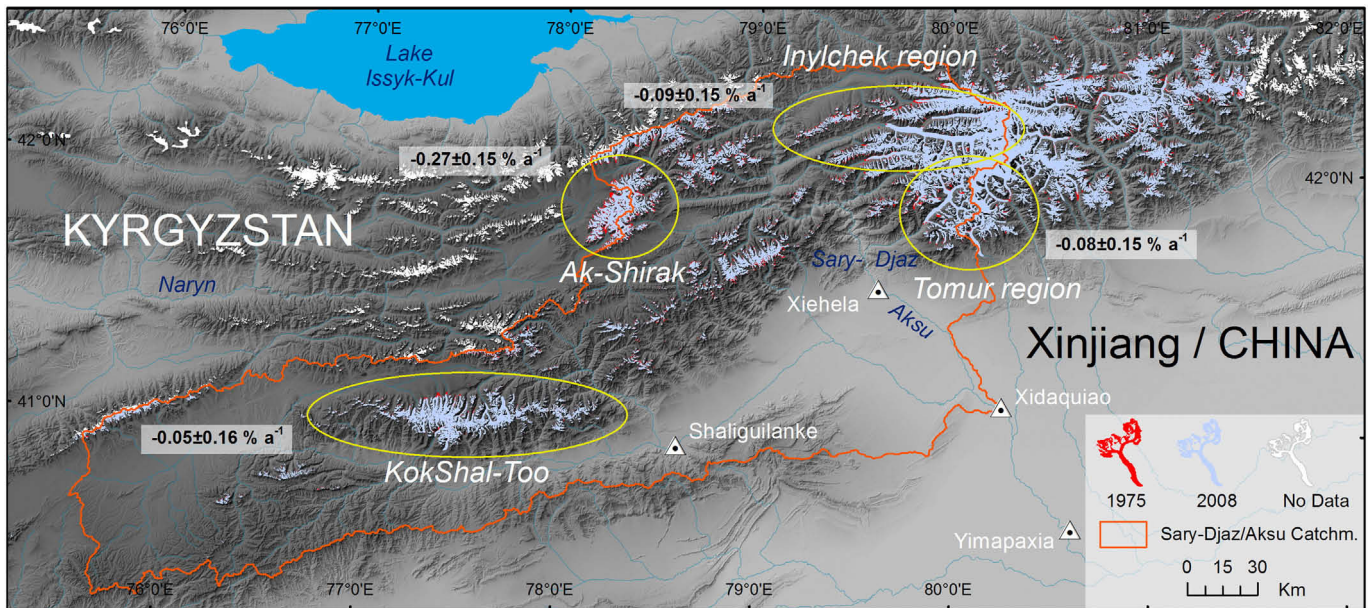


Fig. 5. Glacier area changes in the Central Tien Shan since ~1975 with the most significant glacier area shrinkage in the Ak-Shirak massif.

regions, in particular, suffer from less contrast and large regions without any information content. In order to get reliable information regarding mass changes these regions need to be filled. The simplest way is to assume stable conditions in the accumulation regions and substitute missing pixel values by 0 (Pieczonka et al., 2013). Shangguan et al. (2014) classified the elevation differences in terms of elevation bands and replaced missing pixel values by the mean of the elevation differences in the respective elevation band. However, this method only works properly when the sample size of existing pixels is sufficiently large. Surazakov and Aizen (2006) proposed a linear interpolation using TINs assuming stable conditions only at the upper boundaries of the accumulation regions; though, this does not take the non-linear relationship between glacier thickness changes at the glacier front and at the glacier head (Schwitter and Raymond, 1993) into account. Here we considered the non-linear behavior by applying an elevation dependent outlier filtering in order to eliminate erroneous elevation differences on glaciated terrain and filled occurring data gaps by means of ordinary kriging.

5.1. Area changes

The observed shrinkage rates are comparatively small and for most regions within the calculated uncertainty. However, clearly visible retreats at most glacier termini are prevailing. Our results, showing an area decrease at a rate of $\sim 0.05\text{--}0.27\text{ a}^{-1}$, are in agreement with several previous published results proving low rates of glacier shrinkage in the Central Tien Shan, e.g. 0.35 a^{-1} between the mid-1960s and 2000 for the western Chinese Tien Shan (Shangguan et al., 2009) and 0.2 a^{-1} in the 1990–2010 period for the Sary-Djaz Catchment (Osmonov et al., 2013). Slightly higher rates (up to $\sim 0.40\text{ a}^{-1}$) were observed at adjacent ranges, e.g. Terskey Ala-Too, for the last decades (Narama et al., 2010 [0.4 a^{-1} in the 1970–2000 period], Kutuzov and Shahgedanova, 2009 [0.3 a^{-1} in the 1965–2003 period]). Aizen et al.

(2007) reported rates of -0.33 a^{-1} for the entire Ak-Shirak for the 1977–2003 period based on topographic maps and ASTER data which is comparable to the rate measured by Kriegel et al. (2013) of -0.34 a^{-1} for the western part of Ak-Shirak for the ~ 1970 to ~ 2005 period based on former inventory data and Landsat TM images. Both numbers are similar to our data of $-0.27 \pm 0.15\text{ a}^{-1}$. However, the absolute area reported by Aizen et al. (2007) is higher than our values ($\sim 406\text{ km}^2$ [1977] vs. 382 km^2 [1975]). Comparing the reported value of 406 km^2 for 1977 by Aizen et al. (2007) with our value of 348 km^2 for 2008 reveals a shrinkage of $\sim 14\%$. This is still significantly lower than 23% of glacier wastage reported by Khromova et al. (2003) for the 1977–2001 period but higher than the 8.8% of glacier shrinkage found in the present study.

This study confirms that glacier shrinkage in the Central Tien Shan was the lowest compared to the outer ranges of the mountain range (Sorg et al., 2012; Narama et al., 2010; Niederer et al., 2008; Bolch, 2007).

Compared to other mountain ranges in High Asia the observed shrinkage is also one of the lowest in entire High Mountain Asia (Bolch et al., 2012; Yao et al., 2012). For the eastern Pamir Khromova et al. (2006) determined a glacier area decrease of about 8% between 1978 and 1990 and $\sim 11\%$ for the 1990–2001 period which is significantly higher than 3.7% observed for the Central Tien Shan in the 1975–2008 period. In contrast, no significant area changes are reported for the Karakoram (Bhambri et al., 2013; Minora et al., 2013). This region, however, showed only low or no mass loss during the last decades and long-term irregular behavior (Gardelle et al., 2013; Bolch et al., 2012; Hewitt, 2011).

5.2. Mass changes

The calculated average mass loss for the Central Tien Shan of $8.8 \pm 8.5\text{ m w.e.}$ ($0.35 \pm 0.34\text{ m w.e. a}^{-1}$) for the 1975–1999 period is within

Table 4
Statistics for stable and glaciated terrain.

Period	Mean _{Glacier} (m)	STD _{Glacier} (m)	Mean _{Stable} (m)	Median _{Stable} (m)	STD _{Stable} (m)	NMAD _{Stable} (m)
~1975–1999	–10.4	18.5	0.0	0.1	9.5	9.8

NMAD ... Normalized Median Absolute Deviation.

Table 5

Mass budgets and surface lowering for the debris-covered parts for the ~1975–1999 period and area changes for the 1975–2008 period of selected glaciers. The ELA (equilibrium line altitude) was derived from snow line values specified in the *Katalog Lednikov SSSR [Glacier Inventory of the USSR] (1973)* assuming absence of superimposed ice. With regard to the observed rise of temperature an ELA shift of ~50 m between 1974 and 1999 was considered.

ID	Glacier	GLIMS_ID	Area (km ²)	Min elev. (m)	ELA (m)	MB _{AccumKrig} (m w.e. a ⁻¹)	Δh _{Debris} (m a ⁻¹)	Δa a ⁻¹ [%]
1	Karabatkak	G078275E42138N	2.5	3334	3880	-0.54 ± 0.25	n.a.	-0.11 ± 0.10
2	Bordu-Juschnaja	G078163E41793N	6.9	3750	4240	-0.79 ± 0.25	n.a.	-0.18 ± 0.09
3	Sary-Tor	G078181E41826N	3.4	3837	4240	-0.51 ± 0.25	n.a.	-0.49 ± 0.16
4	Petrov	G078298E41878N	63.5	3729	4240	-0.59 ± 0.25	n.a.	-0.10 ± 0.09
5	Kaindy (Ak-Shirak)	G078303E41787N	20.6	3796	4350	-0.64 ± 0.35	n.a.	-0.24 ± 0.09
6	Dschamansu	G078362E41897N	24.2	3624	4260	-0.68 ± 0.38	n.a.	-0.34 ± 0.08
7	Sauntor	G079101E41716N	9.7	3865	4310	-0.44 ± 0.37	n.a.	-0.13 ± 0.14
8	Bulantor	G079566E42010N	11.9	3571	4310	+0.22 ± 0.42	n.a.	-0.17 ± 0.15
9	Kaindy	G079768E42050N	101.9	3221	4310	-0.27 ± 0.42	-1.25 ± 0.49	-0.14 ± 0.14
10	Samoilowitsch	G079775E41969N	6.7	3263	4310	-0.09 ± 0.42	n.a.	+0.34 ± 0.19 ^a
11	Tomur	G079992E41824N	234.9	2631	4450	-0.57 ± 0.48	-1.50 ± 0.56	-0.02 ± 0.08
12	South Inylchek	G080121E42063N	481.5	2897	4420	-0.27 ± 0.45	-0.87 ± 0.53	-0.07 ± 0.05
13	North Inylchek	G080156E42248N	133.7	3327	4420	-0.19 ± 0.45	+0.36 ± 0.53	+0.13 ± 0.08
14	Koxkar	G080106E41800N	63.0	3006	4410	-0.34 ± 0.26	-0.78 ± 0.30	-0.03 ± 0.08
15	Kiqikterang	G080387E41995N	48.4	3067	4340	-0.48 ± 0.30	-0.81 ± 0.35	-0.05 ± 0.10
16	Keqikkekuzibayi	G080548E41955N	15.9	3336	4300	+0.02 ± 0.22	-0.49 ± 0.26	-0.04 ± 0.11

The minimum elevation is referring to the 1970s glacier extent.

^a Glacier surge after 2000.

the global average of 9.7 m w.e. (0.33 m w.e a⁻¹) for the 1976–2005 period derived from glaciological records only (Zemp et al., 2009).

Gardner et al. (2013) reported that the latter, compared to ICESat observations, are prone to be negatively biased. In the present case, however, remote sensing based mass balance assessments and regional estimates from the interpolation of pointwise glaciological records fit well.

The average mass budget is also in agreement with Dyurgerov (2010) who determined a mass loss of 0.38 m w.e. a⁻¹ for the 1974–1999 period for the entire Tien Shan mountain range, including outer and inner ranges. He found the highest negative mass budgets during the 1970s (-0.61 m w.e. a⁻¹ from 1974 and 1980) and the mid 1990s (-0.65 m w.e. a⁻¹ from 1994–1997) falling into our period of investigation.

Our results show that glacier mass loss is lower in the central ranges than in the outer parts of the study region which is also confirmed by observations revealed by Pieczonka et al. (2013) for the region south of Jengish Chokusu and Aizen et al. (2007) for the Ak-Shirak massif. For the latter we found the most pronounced mass loss of 0.51 ± 0.36 m w.e. a⁻¹ between 1975 and 1999. In contrast, only moderate mass loss was measured for Inylchek and Tomur region where glacier area changed only insignificantly.

The Ak-Shirak mountain massif has been comprehensively investigated by several studies with special focus on glacier area changes

(Engel et al., 2012; Aizen et al., 2007). Mass changes have been specified by Aizen et al. (2007) and Surazakov and Aizen (2006) by means of topographic maps and SRTM3 data. They found a mean thinning for the 1977–1999 period of about 15.1 ± 8.2 m corresponding to a mass loss of 0.59 ± 0.31 m w.e. a⁻¹ (when assuming an ice density of 850 kg/m³) which is in agreement with our result of 0.51 ± 0.36 m w.e. a⁻¹.

For the Tomur area (Chinese side) Pieczonka et al. (2013) determined the overall mass loss for the 1975–1999 period at 0.42 ± 0.23 m w.e. a⁻¹ which is slightly higher than the 0.33 ± 0.30 m w.e. a⁻¹ determined in this study but still within the uncertainty range. This overestimation is possibly due to the smaller overlap of the utilized KH-9 DTM, where some glaciers west of Koxkar Glacier (e.g. Tomur Glacier) were not entirely covered.

One of the most extensively investigated glaciers in the Chinese part of the Central Tien Shan is Koxkar Glacier, a heavily debris-covered glacier on the southern margin of the mountain range. The mean thinning of Koxkar Glacier has been determined at 0.34 ± 0.26 m a⁻¹ for the 1975–1999 period which is in line with the result published by Pieczonka et al. (2013) of 0.41 ± 0.27 m a⁻¹. We also measured the most rapid downwasting for the debris-covered tongue with 0.78 ± 0.30 m a⁻¹ which is within the thinning range of 0.5–1.5 m a⁻¹ based on repetitive GPR measurements on the glacier tongue conducted in 1981 and 2004 (Xie et al., 2007).

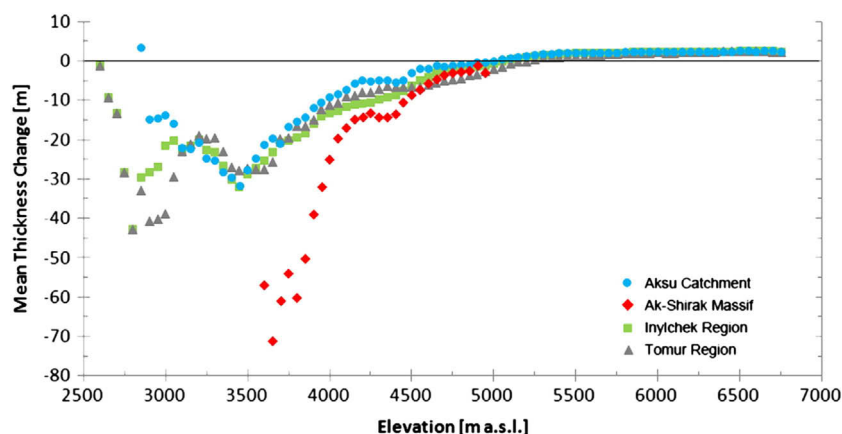


Fig. 6. Mean thickness change calculated in 50 m elevations bands for non-surging glaciers in the Aksu, Tomur, Inylchek, and Ak-Shirak region. Surge-type glaciers have been excluded.

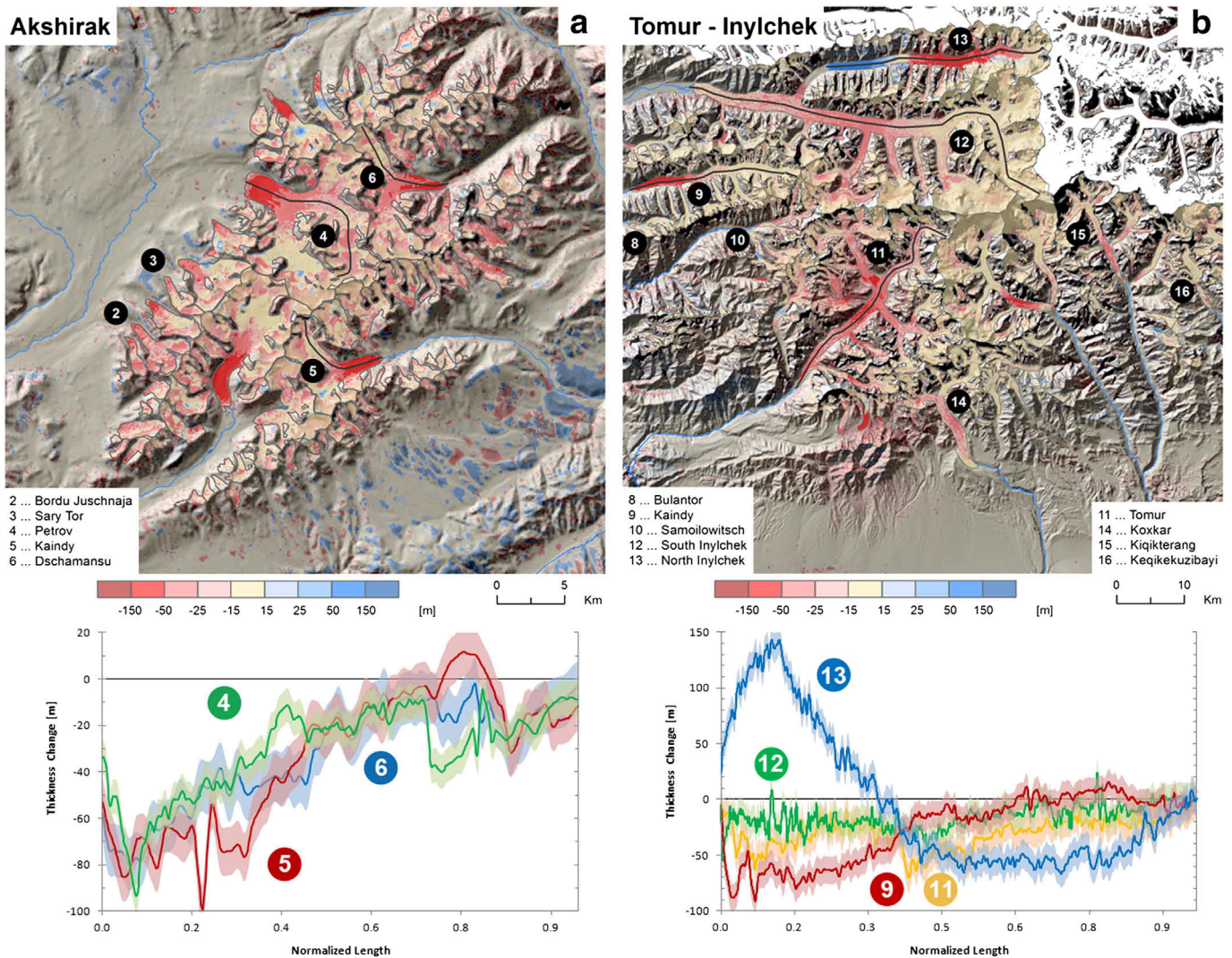


Fig. 7. Difference image between KH-9 Hexagon and SRTM3 for the Ak-Shirak range (left) and Tomur–Inylchek region (right) and longitudinal profiles with normalized length for selected glaciers. The profiles are generated applying a moving average with a bandwidth of 125 m.

Other studies in the region were focusing on single glaciers only. For Qingbingtan Glacier No. 72, for instance, Wang et al. (2011) found an average thickness loss of about $0.22 \pm 0.14 \text{ m a}^{-1}$ between 1964 and 2008 restricted to the glacier tongue. For the entire glacier we found a less average thinning rate of $0.13 \pm 0.47 \text{ m a}^{-1}$ for the 1974–1999 period as we are also considering the accumulation region.

In-situ records in the Central Tien Shan are sparse and often limited to short periods. For Sary-Tor Glacier in the western Ak-Shirak massif, for instance, observations are only available for a short period of 5 years in the 1980s (Table 7). Long-term in-situ mass balance measurements are available for Karabatkak Glacier, located on the northern slope of the Terskey Ala-Too (Fig. 2), for the period 1973–1998 (WGMS, 2013). The observed mass budget of $-0.61 \text{ m w.e. a}^{-1}$ for

the 1973–1998 period is consistent with the results of our study of $-0.54 \pm 0.25 \text{ m w.e. a}^{-1}$.

For the recent decade region wide mass balance estimates are available from gravimetric (GRACE) and laser altimetry (ICESat) measurements (Gardner et al., 2013; Jacob et al., 2012). Extrapolating the average mass loss over the total glacierized area of $\sim 16,500 \text{ km}^2$ (Kotlyakov et al., 2010; Shi et al., 2010) gives a mass balance rate of $-6.1 \pm 5.8 \text{ Gt a}^{-1}$ for the 1975–1999 period which is slightly higher than the $-5 \pm 6 \text{ Gt a}^{-1}$ for the 2003–2010 period found by Jacob et al. (2012) using GRACE data, but the uncertainties are high.

Gardner et al. (2013) found an average surface lowering rate of $0.58 \pm 0.21 \text{ m a}^{-1}$ ($0.49 \pm 0.18 \text{ m w.e. a}^{-1}$) between 2003 and 2009 by analyzing ICESat footprints for the entire Tien Shan. This is,

Table 6

Specific mass budgets for selected mountain ranges for the ~1975–1999 period based on KH-9 Hexagon and SRTM3.

Mountain range	Glacier no. (area)	<1 (km ²)	≥1–<5 (km ²)	≥5 (km ²)	MB _{AccumKrig}
Ak-Shirak	171 (383 km ²)	66% (38 km ²)	23% (90 km ²)	11% (255 km ²)	-0.51 ± 0.36
Aksu/Sary-Djaz Catch.	1600 (2556 km ²)	76% (336 km ²)	19% (528 km ²)	5% (1692 km ²)	-0.35 ± 0.34
Inylchek area	485 (1117 km ²)	83% (125 km ²)	15% (147 km ²)	2% (845 km ²)	-0.20 ± 0.44
Tomur area	251 (953 km ²)	66% (46 km ²)	26% (140 km ²)	8% (767 km ²)	-0.33 ± 0.30

Assumed ice density 850 kg/m^3 ; MB in m w.e. a^{-1} .

Table 7
Comparison of in-situ and remote sensing based specific mass budgets.

Glacier	Reference period	Mass budget	Period	Mass budget
Karabatkak	1973–1998	$-0.61 \text{ m w.e. a}^{-1b}$	1973–1999	$-0.54 \pm 0.25 \text{ m w.e. a}^{-1a}$
Sary-Tor	1984–1989	$-0.13 \text{ m w.e. a}^{-1b}$	1973–1999	$-0.51 \pm 0.25 \text{ m w.e. a}^{-1a}$

^a Ice density 850 kg/m³.

^b WGMS 2013.

though within the uncertainty range, larger than our downwasting rate of $0.41 \pm 0.40 \text{ m a}^{-1}$ ($0.35 \pm 0.34 \text{ m w.e. a}^{-1}$) for the Central Tien Shan for the 1975–1999 period. However, for the recent decade Pieczonka et al. (2013) and Shangguan et al. (2014) found decelerated mass loss for the Tomur and Inylchek region of about $0.2 \text{ m w.e. a}^{-1}$ (1999–2009).

The overall spatial pattern of the observed mass changes is comparable to that of the measured glacier area changes, with the most significant loss of glacier area of $8.8 \pm 4.8\%$ in the Ak-Shirak massif in the Inner Tien Shan, despite delayed response times. However, on individual glacier basis the area change cannot be well related to mass changes (Table 5). This is especially the case for strongly debris-covered and surge-type glaciers, e.g. the highly debris-covered Southern Inylchek, Tomur and Koxkar Glacier had significant mass loss but only little glacier shrinkage. In contrast, Northern Inylchek Glacier had a significant area increase due to a surge event but an overall mass loss. It is important to underline the fact that mass changes in the Central Tien Shan region are within the global average but area changes are significantly below the mean for the Tien Shan. This highlights that volume and mass change estimates based on the glacier area alone can be considerably biased.

5.3. Climatic considerations and runoff

The melt-regime of the glaciers in the study region is strongly influenced by solar radiation (Aizen et al., 1997b), but several studies have shown that temperature change is the main component controlling glacier evolution in the Tien Shan (Krysanova et al., 2014; Kriegel et al., 2013). This is even more important as Central Tien Shan glaciers receive most of their accumulation during summer due precipitation is concentrated in the warm season (May–September) comparable to Himalayan glaciers. The mean annual air temperature (MAAT) at the Tien Shan Station (3614 m a.s.l.) increased by about $0.01\text{--}0.02 \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$ during the period 1940 and 1991 (Aizen et al., 1997a), with a similar trend thereafter (Kriegel et al., 2013; Osmonov et al., 2013; Bolch, 2006), and $0.02\text{--}0.03 \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$ at Karabatkak Station (3415 m a.s.l.) located close to Issyk-Kul basin (Giese et al., 2007; Kutuzov and Shahgedanova, 2009). In the Chinese part of the Central Tien Shan an increase of about $0.02 \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$ has been observed since the 1960s (Shangguan et al., 2009; Shi et al., 2007) which is similar to the temperature trend in the Kyrgyz part going along with pronounced changes in glacier mass balance (Cao, 1998). In general, the increase in mean summer air temperature is not more pronounced than the increase in MAAT. However, the magnitude of the temperature change is strongly influenced by the chosen start and end points as shown by Unger-Shayesteh et al. (2013) and Giese et al. (2007).

Trends in annual precipitation were insignificant for the Central Tien Shan during the 1940–1991 period (Aizen et al., 1997a). At the same time, Kriegel et al. (2013) and Osmonov et al. (2013) found decreasing annual precipitation (until 1997) in the Kyrgyz part of the Central Tien Shan towards higher altitudes over the last decades predominantly caused by decreasing summer precipitation.

In contrast, since 1997, when the Tien Shan Station was dislocated, increasing precipitation could be observed. The reliability and comparability of these measurements are, however, questionable as measurement methods have also been changed (Giese et al., 2007). Common to all the studies is the observation that at high altitudes in the Kyrgyz part there is no precipitation increase during the warm season.

Increasing precipitation of about $\sim 1 \text{ mm a}^{-1}$ since 1961 particularly during the cold season, going along with more accumulation, has been proven for the Chinese part of the Central Tien Shan with uncertainties in high altitude regions due to sparse coverage of weather stations (Krysanova et al., 2014; Wang et al., 2013; Shangguan et al., 2009; Shi et al., 2007).

As a consequence of the observed temperature increase in the study period there is likely less accumulation during the warm period, a plus of energy available for melting processes and a prolongation of the melting season (Narama et al., 2010). These climatic patterns favor accelerated glacier wastage, in particular since the 1970s, as glacier melt exceeds snow accumulation (Cao, 1998). In conclusion, dependent on their size and response time, glaciers will react with more negative mass budgets or accelerating retreat accompanied by an uplift of the equilibrium line altitude (ELA). Aizen (2011), for instance, reported an ELA-uplift of 23 m for the Tien Shan in the 1973–2003 period.

The spatially inhomogeneous climate change is consistent with the observed mass loss with moderate rates in the Chinese part and stronger mass loss in the western part of the study region. Accelerating mass loss in the regions south of Jengish Chokusu as consequence of climate warming is partly counterbalanced by an increase of accumulation in the respective regions.

Annual discharge of Aksu River—in which summer runoff accounts for three quarters of the yearly runoff, whilst winter runoff only accounts for 5% (Fan et al., 2013)—is strongly influenced by the glacial headwaters. Therefore, rising precipitation in the Chinese part and accelerated mass loss in the Kyrgyz part were associated with a pronounced increase in annual runoff in the last decades (Krysanova et al., 2014; Shi et al., 2007; Ye et al., 2006). To calculate the runoff contribution of the glaciers in the Aksu/Sary-Djaz Catchment we extrapolated the measured mass budget over the entire catchment ($\sim 2600 \text{ km}^2$) assuming that the average mass loss is also valid for the 675 km^2 which are not covered by the KH-9 DTMs. These results were compared to the discharge at Xiehela Station (Figs. 2 and 5) because the runoff measurements at Xidaquiao Station, located further downstream, might be biased by irrigation activities (Krysanova et al., 2014). The mean annual runoff at Xiehela Station between 1957 and 2003 was measured with $4.87 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (Ye et al., 2006). Under consideration of the average mass loss in the Aksu/Sary-Djaz Catchment of 8.8 m w.e. the annual glacial runoff has been calculated with $0.92 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Thus, the contribution to the total runoff due to glaciers imbalance at Xiehela Station is roughly $\sim 20\%$ for the 1975–2000 period and more than twice as high as the estimated water contribution due to glaciers imbalance in the second half of the 20th century in the Naryn Catchment, directly north-west of the Aksu Catchment, of $\sim 8\%$ (Hagg et al., 2013). Hence, a significant reduction in runoff can be expected in the long-term as the glacier runoff will reach the turning point with further glacier wastage.

6. Conclusion

The present study revealed continuous glacier mass loss and glacier shrinkage in the Central Tien Shan since the 1970s despite partial thick debris-cover. Since glaciers in the Central Tien Shan receive most of their accumulation during the warm season between May and September glacier mass loss is mainly triggered by an increase of the mean summer and annual air temperatures since the 1970s.

Using declassified KH-9 Hexagon stereo imagery and SRTM3 data a mass loss of $0.35 \pm 0.34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ has been measured in the Central Tien Shan region for the ~1975–1999 period which is not higher than the global average for that period. The highest mass loss could be observed for the Ak-Shirak mountain massif which is about 30% higher than the average for the Central Tien Shan. In contrast, the mass budgets for Inylchek and Tomur region—accommodating large debris-covered glaciers—were roughly half as negative. Downwasting rates of more than 1 m a^{-1} were measured at the debris-covered tongues in the Jengish Chokusu area significantly influencing the overall glacier mass budgets. The glaciers behavior is, however, heterogeneous as some glacier also showed volume gains or surge-type characteristics. The contribution to the overall discharge due to glaciers imbalance is high and has been estimated with ~20% and is likely to increase with further glacier wastage.

The observed spatial pattern of high mass losses in the western and northern parts of the study region and moderate mass losses around the Jengish Chokusu (Tomur Feng)–Khan Tengri massif correlates with comparatively low and partly insignificant glacier shrinkage rates in the region at $-0.27 \pm 0.15 \text{ a}^{-1}$ in the Ak-Shirak region and $-0.08 \pm 0.15 \text{ a}^{-1}$ in the Tomur region. Glacier shrinkage in the Central Tien Shan was the lowest compared to the outer ranges of the mountain range.

Relatively low glacier shrinkage accompanied by a mass loss being similar to the global average underlines that hydrological conclusions and mass change estimates based on area changes only can be significantly biased.

Author contribution

T.B. and T.P. designed the study. T.P. processed the KH-9 Hexagon imagery and determined the mass budgets. T.B. investigated the glacier area changes and contributed to the writing.

Acknowledgments

This study was conducted in the framework of the project Sustainable Management of River Oases along the Tarim River/China (SuMaRio) funded by BMBF (Code 01 LL0918 B) and the bundle project Water Resources in the Aksu-Tarim-River Catchment of Western China and the Effects of Climate Change (AKSU-TARIM) supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, Code BO 3199/2-1). We would like to thank Anne-Kathrin Becker, Ulrike Schinke, Cees Jan Cojin, and Azamat Osmonov for their contributions to the glacier inventory data. We acknowledge the cooperation with Liu Shiyin and his group of CAREERI, Lanzhou. We are also grateful to Manfred Buchroithner, Juliane Peters, and Nicolai Holzer from TU Dresden for fruitful discussions.

References

- Aizen, V.B., 2011. Tien Shan Glaciers. In: Singh, V.P., Singh, P. (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Haritashya Springer Publisher, U.K., p. 1253.
- Aizen, V.B., Aizen, E.M., Melack, J.M., Dozier, J., 1997a. Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia. *J. Clim.* 10 (6), 1393–1404.
- Aizen, V.B., Aizen, E.M., Dozier, J., Melack, J.M., Sexton, D.D., Nesterov, V.N., 1997b. Glacial regime of the highest Tien Shan mountain, Pobeda-Khan Tengry massif. *J. Glaciol.* 43 (145), 503–512.
- Aizen, V.B., Kuzmichenok, V.A., Surazakov, A.B., Aizen, E.M., 2007. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Glob. Planet. Chang.* 56, 328–340.
- Arendt, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Pfeffer, W.T., Moholdt, G., Paul, F., Radić, V., Andreassen, L., Bajracharya, S., Barrand, N., Beedle, M., Berthier, E., Bhambri, R., Bliss, A., Brown, I., Burgess, D., Burgess, E., Cawkwell, F., Chinn, T., Copland, L., Davies, B., De Abgelis, H., Dolgova, E., Filbert, K., Forester, R.R., Fountain, A., Frey, H., Giffen, B., Glasser, N., Gurney, S., Hagg, W., Hall, D., Haritashya, U.K., Hartmann, G., Helm, C., Herreid, S., Howat, I., Kapustin, G., Khromova, T., Kienholz, C., Köönig, M., Kohler, J., Kriegl, D., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., Le Bris, R., Lund, J., Manley, W., Mayer, C., Miles, E., Li, X., Menounos, B., Mercer, A., Mölg, N., Mool, P., Nosenko, G., Negrete, A., Nuth, C., Pettersson, R., Racoviteanu, A., Ranzi, R., Rastner, P., Rau, F., Raup, B., Rich, J., Rott, H., Schneider, C., Seliverstov, Y., Sharp, M., Sigurðsson, O., Stokes, C., Wheate, R., Winsvold, S., Wolken, G., Wyatt, F., Zhelyzhina, N., 2012. Randolph Glacier Inventory—A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 3.2. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado. Digital Media, USA.
- Berthier, E., Schiefer, E., Clarke, G.K.C., Menounos, B., Rémy, F., 2010. Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nat. Geosci.* 3, 92–95. <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO737>.
- Bhambri, R., Bolch, T., Kawishwar, P., Dobhal, D., Srivastava, D., Pratap, B., 2013. Heterogeneity in glacier response in the Shyok valley, northeast Karakoram. *Cryosphere* 1384–1398.
- Bolch, T., 2006. GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klimaänderung und Gletscherschwund im nördlichen Tien Shan mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. (Ph.D. Thesis). Institut für Geographie, Erlangen, Germany.
- Bolch, T., 2007. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Glob. Planet. Chang.* 56, 1–12.
- Bolch, T., 2014. Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan. *Ice and Snow* (accepted for publication).
- Bolch, T., Menounos, B., Wheate, R.D., 2010. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sens. Environ.* 114, 127–137.
- Bolch, T., Pieczonka, T., Benn, D.I., 2011. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *Cryosphere* 5, 349–358.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääh, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J., Frey, H., Kargel, J., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., Stoffel, M., 2012. The state and fate of Himalayan Glaciers. *Science* 336, 310–314. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1215828>.
- Burnett, M.G., 2012. Hexagon (KH-9) Mapping Program and Evolution. National Reconnaissance Office, Chantilly, Virginia.
- Cao, M.S., 1998. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. *J. Glaciol.* 44 (147), 352–358.
- Dyrgerov, M.B., 2010. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008. *Data Glaciol. Stud.* 108, 1–116.
- Engel, Z., Šobr, M., Yerokhin, S., 2012. Changes of Petrov glacier and its proglacial lake in the Akshirak massif, central Tien Shan, since 1977. *J. Glaciol.* 58 (208), 388–398.
- Fan, Y., Chen, Y., Liu, Y., Li, W., 2013. Variation of baseflows in the headstreams of the Tarim River Basin during 1960–2007. *J. Hydrol.* 487, 98–108.
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., Kääh, A., 2013. Region-Wide Glacier Mass Balances Over the Pamir–Karakoram–Himalaya During 1999–2011. pp. 1999–2011.
- Gardner, A.S., Moholdt, G., Cogley, J.G., Wouters, B., Arendt, A.A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W.T., Kaser, G., Ligtenberg, S.R.M., Bolch, T., Sharp, M.J., Hagen, J.O., van den Broeke, M.R., Paul, F., 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science* 340, 852–857. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1234532>.
- Giese, E., Mossig, I., Rybski, D., Bunde, A., 2007. Long-term analysis of air temperature trend in Central Asia. *Erdkunde* 61, 186–202.
- Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A., Kriegl, D., Azizov, E., 2013. Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tien Shan. *Glob. Planet. Chang.* 110, 40–50.
- Hewitt, K., 2011. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin. *Mt. Res. Dev.* 33, 188–200.
- Huss, M., 2013. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7, 877–887. *Cryosphere* 7, 1263–1286.
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W., Swenson, S., 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature* 482, 514–518. <http://dx.doi.org/10.1038/nature10847>.
- Jacobsen, K., 2005. DEMs based on space images versus SRTM height models. *Proc. ASPRS 2005 Annual Conference*, Baltimore, Maryland, March 07–11, 2005.
- Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for globe Version 4. (available from the CGIAR_CSI SRTM 90 m, database). <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Juen, M., Mayer, C., Lambrecht, A., Han, H., Liu, S., 2014. Impact of varying debris cover thickness on ablation: a case study for Koxkar Glacier in the Tien Shan. *Cryosphere* 8, 377–386.
- Kääh, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., Arnaud, Y., 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature* 488, 495–498.
- Kaser, G., Grosshauser, M., Marzeion, B., 2010. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107, 20223–20227.
- Katalog Lednikov SSSR [Glacier Inventory of the USSR], 1973. *Centralnaya Aziya [Central Asia]*, Tom 14 V 2 Kyrgyzstan Part 2. Hydrometeoizdat, Leningrad (in Russian).
- Khromova, T.E., Dyrgerov, M.B., Barry, R.G., 2003. Late twentieth century changes in glacier extent in the Akshirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1863.
- Khromova, T.E., Osipova, G.B., Tsvetkov, D.G., Dyrgerov, M.B., Barry, R.G., 2006. Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Remote Sens. Environ.* 102, 24–32.
- Khromova, T., Nosenko, G., Kutuzov, S., Maraviev, A., Chernova, L., 2014. Glacier area changes in Northern Eurasia. *Environ. Res. Lett.* 9. <http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/9/1/015003>.
- Kotlyakov, V.M., Dyakova, A.M., Koryakin, V.S., Kravtsova, V.I., Osipova, G.B., Varnakova, G.M., Vinogradov, V.N., Vinogradov, O.N., Zverkova, N.M., 2010. Glaciers of Asia—Glaciers of the Former Soviet Union. In: Williams, R.S., Ferrigno, J.G. (Eds.), *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 1386-F-1.
- Kriegl, D., Mayer, C., Hagg, W., Vorogushyn, S., Duethmann, D., Gafurov, A., Farinotti, D., 2013. Changes in glacierisation, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia. *Glob. Planet. Chang.* 110, 51–61. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.05.014>.
- Krysanova, V., Wortmann, M., Bolch, T., Merz, B., Duethmann, D., Walter, J., Huang, S., Tong, J., Buda, Su., Kundzewicz, Z.W., 2014. Analysis of current trends in climate parameters, river discharge and glaciers in the Aksu River basin (Central Asia). *Hydrol. Sci. J.* <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2014.925559>.

- Kutuzov, S., 2012. Glacier area and volume changes in the Terskei Ala-Tau Range for the second part of XX century. *Ice and Snow* V. 1, pp. 5–15 (in Russian).
- Kutuzov, S., Shahgedanova, M., 2009. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Glob. Planet. Chang.* 69, 59–70.
- Lamsal, D., Sawagaki, T., Watanabe, T., 2011. Digital terrain modelling using corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *J. Mt. Sci.* 8, 390–402. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-011-2064-0>.
- Marzeion, B., Cogley, J.G., Richter, K., Parkes, D., 2014. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. *Science* 345, 919–921.
- Mavlyudov, B.R., 1999. Inylchek Glacier and the Merzbacher Lake: situation in 1997. *Data Glaciol. Stud.* 86, 142–148 (in Russian).
- Minora, U., Bocchiola, D., D'Agata, C., Maragno, D., Mayer, C., Lambrecht, A., Mosconi, B., Vuillemoz, E., Senese, A., Compostella, C., Smiraglia, C., Diolaiuti, G., 2013. 2001–2010 glacier changes in the Central Karakoram National Park: a contribution to evaluate the magnitude and rate of the “Karakoram anomaly”. *Cryosphere Discuss.* 7, 2891–2941.
- Mollberg, B.H., Schardt, B.B., 1988. Mission report on the Orbiter Camera Payload System (OCPS) Large Format Camera (LFC) and Attitude Reference System (ARS). NASA, Houston, Texas.
- Narama, C., Kääb, A., Duishonakunov, M., Abdrakhmatov, K., 2010. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Glob. Planet. Chang.* 71, 42–54.
- Niederer, P., Bilenkov, V., Ershova, N., Hurni, H., Yerokhin, S., Maselli, D., 2008. Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years. *Clim. Chang.* 86, 227–234.
- Nuth, C., Kääb, A., 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere* 5, 271–290.
- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and Climate Change*. A. A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Osmonov, A., Bolch, T., Xi, C., Kurban, A., Guo, W., 2013. Glacier characteristics and changes in the Sary-Djaz River Basin (Central Tien Shan, Kyrgyzstan)—1990–2010. *Remote Sens. Lett.* 4 (8), 725–734.
- Paul, F., Haeberli, W., 2008. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models. *Geophys. Res. Lett.* 35 L21502.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W., 2002. The new remote sensing derived Swiss Glacier Inventory: I. *Methods Ann. Glaciol.* 34, 355–361.
- Paul, F., Barrand, N.E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S.P., Kononov, V., Le Bris, R., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Raup, B., Scharer, K., Steffen, S., Winsvold, S., 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Ann. Glaciol.* 54 (63), 171–182.
- Paul, F., Bolch, T., Kääb, A., Nagler, T., Nuth, C., Scharrer, K., Shepherd, A., Strozzi, T., Ticconi, F., Bhambri, R., Berthier, E., Bevan, S., Gourmelen, N., Heid, T., Jeong, S., Kunz, M., Lauknes, T.R., Luckman, A., Merryman Boncori, L.P., Moholdt, G., Muir, A., Neelmeijer, J., Rankl, M., VanLooy, J., Van Niel, T., 2014. The glaciers climate change initiative: methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. *Remote Sens. Environ.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.07.043>.
- Pieczonka, T., Bolch, T., Buchroithner, M., 2011. Generation and evaluation of multitemporal digital terrain models of the Mt. Everest area from different optical sensors. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 66, 927–940.
- Pieczonka, T., Bolch, T., Wie, J., Liu, S., 2013. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery. *Remote Sens. Environ.* 130, 233–244.
- Racoviteanu, A.E., Manley, W.F., Arnaud, Y., Williams, M.W., 2007. Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Glob. Planet. Chang.* 59, 110–125.
- Rignot, E., Echelmeyer, K., Krabill, W., 2001. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophys. Res. Lett.* 28 (18), 3501–3504.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogramm. Eng. Remote. Sens.* 72, 249–260.
- Sakai, A., Takeuchi, N., Fujita, K., Nakawo, M., 2000. Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. *Debris Covered Glaciers*, IAHS Publications. 265, pp. 119–132.
- Schiefer, E., Menounos, B., Wheate, R., 2007. Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada. *Geophys. Res. Lett.* 34. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030780> L16503.
- Schwitzer, M.P., Raymond, C.F., 1993. Changes in the longitudinal profiles of glaciers during advance and retreat. *J. Glaciol.* 39 (133), 582–590.
- Shanguan, D., Liu, S., Ding, Y., Ding, L., Xu, J., Jing, L., 2009. Glacier changes during the last forty years in the Tarim Interior River basin, northwest China. *Prog. Nat. Sci.* 19, 727–732.
- Shanguan, D., Bolch, T., Ding, Y., Kröhnert, M., Pieczonka, T., Wetzel, H.-U., Liu, S., 2014. Elevation changes of Inylchek Glacier during 1974–2007, Central Tien Shan, Kyrgyzstan derived from remote sensing data. *Cryosphere Discuss.* 8, 1–38.
- Shi, Y., Liu, S., 2000. Estimation on the response of glaciers in China to the global warming in the 21st century. *Chin. Sci. Bull.* 45, 668–672.
- Shi, Y., Shen, Y., Kang, E., Li, D., Ding, Y., Zhang, G., Hu, R., 2007. Recent and future climate change in northwest China. *Clim. Chang.* 80, 379–393. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-006-9121-7>.
- Shi, Y., Mi, D., Yao, T., Zeng, Q., Liu, C., 2010. Glaciers of Asia—Glaciers of China. In: Williams, R.S., Ferrigno, J.G. (Eds.), *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 1386-F-2.
- Sorg, A., Bolch, T., Stoffel, M., Solomina, O., Beniston, M., 2012. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nat. Clim. Chang.* 2, 725–731.
- Surazakov, A., Aizen, V.B., 2006. Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (10), 2991–2995.
- Surazakov, A., Aizen, V.B., 2010. Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery. *Photogramm. Eng. Remote. Sens.* 76 (5), 603–608.
- Unger-Shayesteh, K., Vorogushyn, S., Farinotti, D., Gafurov, A., 2013. What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters? A review. *Glob. Planet. Chang.* 110, 4–25.
- Wang, S., Wang, Y., Wang, J., Mao, W., Shen, Y., 2003. Change of climate and hydrology in the Tarim River basin during past 40 years and their impact. *J. Glaciol. Geocryol.* 25 (3), 315–320.
- Wang, P., Li, Z., Li, H., Wang, W., Wang, F., 2011. Ice surface-elevation change and velocity of Qingbingtan Glacier No. 72 in the Tomor Region, Tianshan Mountains, Central Asia. *J. Mt. Sci.* 8, 855–864.
- Wang, P., Li, Z., Wang, W., Li, H., Zhou, P., Jin, S., 2013. Changes of six selected glaciers in the Tomor region, Tian Shan, Central Asia, over the past 50 years, using high-resolution remote sensing images and field surveying. *Quat. Int.* 1–9.
- WGMS, 2013. *Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011)*. In: Zemp, M., Nussbaum, S.U., Naegeli, K., Gärtner-Roer, I., Paul, F., Hoelzle, M., Haeberli, W. (Eds.), *ICSU (WDS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. World Glacier Monitoring Service, Zurich* <http://dx.doi.org/10.5904/wgms-fog-2013-11> (106 pp., publication based on database version).
- Xie, C., Ding, Y., Chen, C., Han, T., 2007. Study on the change of Keqikaer Glacier during the last 30 years, Mt. Tuomuer, Western China. *Environ. Geol.* 51, 1165–1170.
- Xiuping, J., Richards, J.A., 1999. *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*. 3rd ed. Springer, New York.
- Yao, T., Thompson, L.G., Yang, W., Yu, W., Gao, Y., Guol, X., Yang, X., Duan, K., Zhao, H., Xu, B., Pu, J., Lu, A., Xian, Y., Kattel, D.B., Joswiak, D., 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat. Clim. Chang.* 2, 663–667.
- Ye, M., Xu, H., Song, Y., 2006. The utilization of water resources and its variation tendency in Tarim River Basin. *Chin. Sci. Bull.* 51, 16–24. <http://dx.doi.org/10.1007/s11434-006-8203-2>.
- Zemp, M., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2009. Six decades of glacier mass balance observations—a review of the worldwide monitoring network. *Ann. Glaciol.* 50, 101–111.

8.3 Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan

Eigenanteil

Der Verfasser ist verantwortlich für die Ableitung der *Glacier branch lines* sowie für die Abschätzung der Eismächtigkeiten. Die Unsicherheitsbetrachtung erfolgte ebenfalls durch den Erstautor der Veröffentlichung. Die Gletschergeschwindigkeiten wurden im Rahmen der am Institut für Kartographie der Technischen Universität Dresden entstandenen und vom Erstautor betreuten Masterarbeit von Melanie Kröhnert ermittelt. Für die Zusammenstellung der Ergebnisse und das Verfassen des Manuskripts zeichnet der Verfasser verantwortlich. Alle Co-Autoren trugen zur Diskussion der Ergebnisse und des Manuskripts bei.

Veröffentlichung

Die Publikation wurde 2016 unter dem Titel “Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan“ als überarbeitete Version im *Journal of Geophysical Research* eingereicht. Nach erneuter Überarbeitung wurde die Publikation im Jahr 2018 unter dem ursprünglichen Titel im *Journal of Glaciology* eingereicht und befindet sich derzeit in Begutachtung.

Zitation

Pieczonka, T., T. Bolch, M. Kröhnert, J. Peters und S. Liu (in review). *Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan*. *Journal of Glaciology*.

Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan

Tino Pieczonka^{*,a}, Tobias Bolch^c, Melanie Kröhnert^{a,b}, Juliane Peters^a, Liu Shiyin^d

^a Institute for Cartography, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

^b <now at> Institute for Photogrammetry, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

^c Department of Geography, University of Zurich, 8057 Zürich, Switzerland

^d Institute of International Rivers and Eco-security, Yunnan University, Chenggong Kunming 650500, China

KEY POINTS

Glacier branch lines are generated using Dijkstra's path algorithm; Ice thickness for the four largest debris-covered glaciers tongues in the Central Tien Shan is lower than previous estimates suggest; The four largest debris-covered glaciers in the Central Tien Shan lost between 6% and 28% of their volume between 1975 and the early 2000s

ABSTRACT

Information about the ice volume stored in glaciers is of high importance for sustainable water management in many arid regions of Central Asia. Several methods to estimate the ice volume exist. However, none of them take the specific characteristics of flat terminus debris-covered glaciers into account. We present a method for deriving spatially-distributed ice thickness for debris-covered dendritic glaciers, which are common not only in Central Tien Shan but also in several other mountain ranges in High Asia, relying on automated generated branch lines, surface velocity and surface topographic parameters as basic input. Branch lines were generated using Thiessen polygons and Dijkstra's path algorithm. Ice thicknesses for four debris-covered glaciers - South Inylchek, Kaindy, Tomur, and Koxkar glaciers - have been estimated along the branch line network solving the equation of laminar flow. For Koxkar and South Inylchek glaciers a maximum thickness of about 250 m and 380 m was estimated, but the results differ by about 50 m compared to GPR measurements with an uncertainty for the debris-covered parts of about 40%. Based on geodetic mass balances we estimate that the investigated glaciers lost between 6% and 28% of their volume from 1975 to the early 2000s.

KEYWORDS

Cryospheric change, Glaciers, Uncertainty quantification, Remote Sensing, Spatial analysis

* Corresponding author at: Institute for Cartography, Helmholtzstraße 10, 01069 Dresden, Germany.

Tel.: +49 35146333281; fax: +49 35146337028

E-mail address: tino.pieczonka@tu-dresden.de (T. Pieczonka)

1. INTRODUCTION

Large compound-valley and dendritic glaciers with numerous tributaries, debris-covered termini and complex shape are common in the Central Tien Shan (e.g. Tomur and Inylchek Glacier). They are probably polythermal (Osmonov and others, 2013). Central Tien Shan glaciers have been subject to several investigations regarding glacier area and glacier volume

changes (Aizen and others, 2007; Kriegel and others, 2013; Osmonov and others, 2013; Pieczonka and Bolch, 2015; Shangguan and others, 2015).

Frequently, glacier ice volume has been estimated based on volume-area-scaling approaches (Bahr and others, 1997; Grinsted, 2013). This is accompanied by high uncertainties and no information is given regarding the spatial distribution of the ice volume (Frey and others, 2014). Few studies provide spatially-distributed ice thickness information for selected glaciers in the Central Tien Shan (Li and others, 2012; Hagg and others, 2013; Petrakov and others, 2014) or for the entire region as part of worldwide glacier volume estimations (Huss and Farinotti, 2012) using modeling approaches. These estimations are of uttermost importance for forecast models regarding water availability for a sustainable water management along the northern margin of the Taklamakan desert. Remote sensing analysis and modeling approaches provide the possibility to overcome problems of limited field accessibility in remote and rugged areas such as the Tien Shan. Several studies take advantage of remote sensing in combination with existing or estimated mass-balance data to derive glacier ice thickness estimations. Farinotti and others (2009), whose approach was further developed by Huss and Farinotti (2012), estimated ice thickness by inverting the estimated ice volume flux along the glacier relying on mass turnover, principles of ice flow dynamics and the shallow-ice approximation. McNabb and others (2012) derived ice thickness values by means of an inverse approach by solving the continuity equation with surface mass-balance rates and surface velocities as basic input. Other authors relate ice thickness to local topographic parameters along the branch line assuming decreasing ice thickness with increasing slope angle (GlabTop-Model) (Linsbauer and others, 2012; Paul and Linsbauer, 2012) extended by Li and others (2012) to account for side drag on the valley walls. Using the same principle Frey and others (2014) calculated ice thickness values for randomly selected glacier pixels by considering local surface topography. Thus, they could avoid manual branch line digitization. The last two approaches need a good estimation for the basal shear stress which is estimated by the elevation range covered by the glacier system (Haeberli and Hoelzle, 1995). Clarke and others (2013) estimated the ice thickness for a sample of glaciers in Western Canada using ice extent, surface topography, surface mass balance, and rate of surface elevation change as basic input. By incorporating glacier surface velocity information, Gantayat and others (2014) derived ice thickness values for a clean-ice glacier based on the equation of laminar flow. The applicability of the presented approaches to debris-covered glaciers – with flat surface slopes and mostly low glacier velocities at their tongues – is questionable.

An intercomparison of different approaches for ice thickness estimation, incorporating also the above mentioned approaches, has been done by Farinotti and others (2017) showing a mean deviation of about 10% between measured ice thicknesses and a composite solution of modeled ice thicknesses. Besides ensemble methods, which are rather promising than one individual approach, they emphasize the importance of better accounting for uncertainties in the input data.

Glacier ice thickness is often calculated on a pixel basis (Frey and others, 2014; Gantayat and others, 2014) or along a branch line network. Several studies derived glacier flow lines or branch lines as surface flow lines following hydrological criteria (Schiefer and others, 2008), approximated by the glacier centerline by generating a grid-based least-cost-path (Kienholz and others, 2014), by generating a Triangulated Irregular Network (TIN) based max-min-

connection of the highest and lowest point of a glacier system (Le Bris and Paul, 2013), or by constructing a grid-based path under consideration of maximum surface slope and maximum distance to the glacier margin (Machguth and Huss, 2014); the latter approaches with the focus on automatic glacier length determination. The approaches of Machguth and Huss (2014) and Kienholz and others (2014) are also suitable to generate entire branch line networks. A graph-based approach has been developed by Le Moine and others (2015) focusing on glaciers of simple shape only.

The main objective of the presented study is therefore to extend the approach of Le Moine and others (2015) to glaciers of complex shape and to estimate spatially-distributed glacier ice thickness for flat terminus debris-covered glaciers, where available GPR thickness measurements (Macheret and others, 1993) show less ice thickness than estimated by the widely used GlabTop model (Linsbauer and others, 2012), under consideration of basal sliding.

2. STUDY SITE

The study is focusing on four large dendritic glaciers located in the Aksu catchment (Central Tien Shan) in the border region between Xinjiang/China and Kyrgyzstan (Fig. 1a, Table 1). Debris-covered glaciers in the Central Tien Shan cover a much larger elevation range compared to clean ice glaciers (Fig. 2). Tomur and Koxkar glaciers are located south of Jengish Chokusu (Chinese: Tomur Feng, Russian: Pik Pobeda) comprising an elevation range of 3755 m and 2645 m. South Inylchek and Kaindy glaciers, in the Kyrgyz part of the Jengish Chokusu/Khan Tengri massif, have an elevation range of 4210 m and 2390 m, respectively. Pieczonka and Bolch (2015) show that in the period between 1975 and 1999 glaciers in the Jengish Chokusu area experienced a significant mass loss despite their debris-cover but accompanied by relatively little area loss. Measurements of debris-thickness in the Central Tien Shan are sparse. For Koxkar Glacier, for instance, debris covers about 80% of the ablation area and debris-thickness increases from 0 m at 3900 m a.s.l. to over 2 m near the terminus (Chen and Ding, 2009; Wu and others, 2013). For the same glacier Juen and others (2014) found the strongest ablation in the elevation zone between 3750 and 3850 m a.s.l., where the thickness of debris diminishes from 10 cm to almost 0 cm.

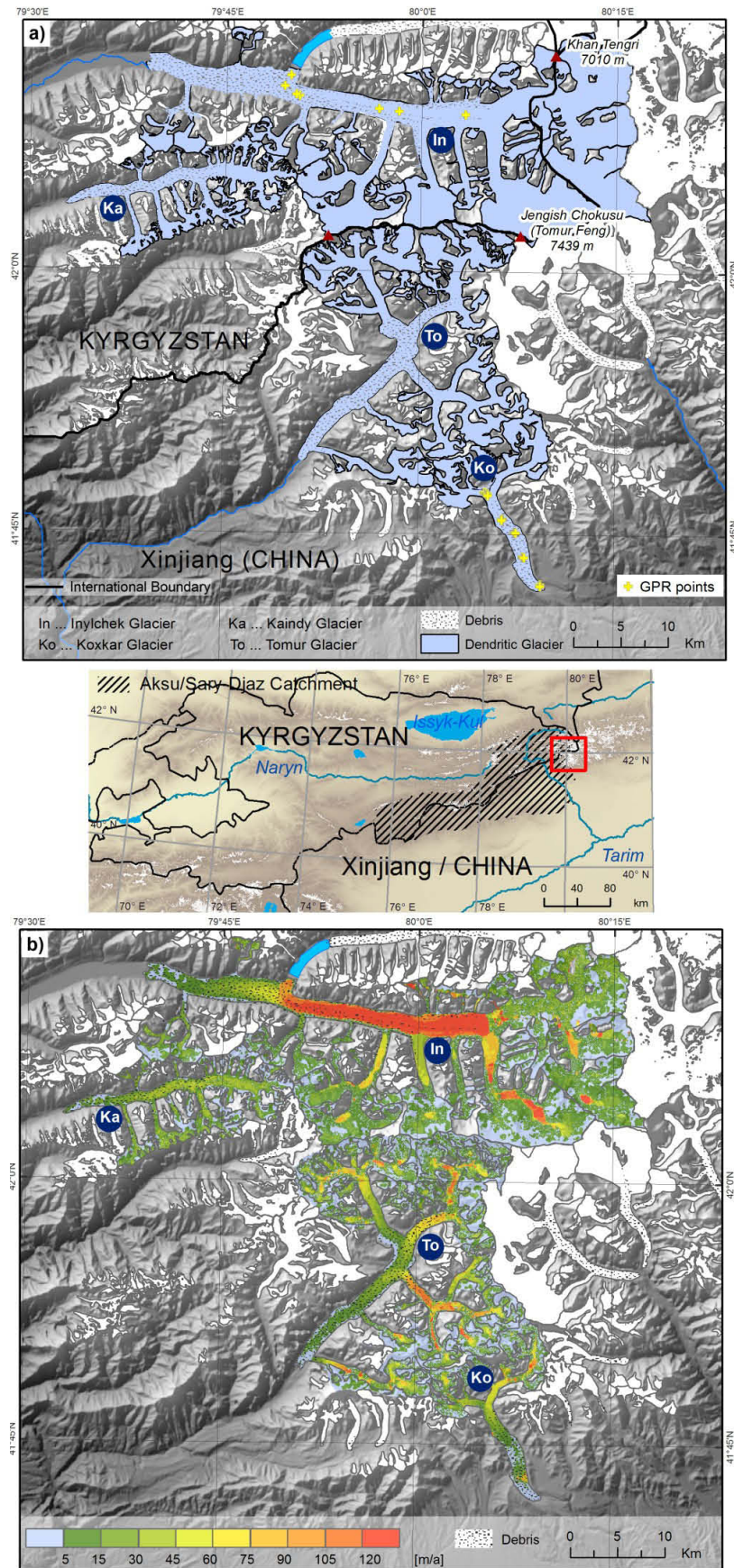


Fig. 1. (a) Study region with debris-covered South Inylchek, Kaindy, Tomur, and Koxkar Glacier. (b) Glacier velocities for 2002-03 (South Inylchek Glacier), 2010-11 (Kaindy Glacier) and 2013-14 (Tomur, Koxkar Glacier). The inset shows the location of the study region.

3. DATA

Basic input datasets for glacier branch line and glacier ice thickness calculations are glacier outlines in vector format, a digital terrain model (DTM) covering the entire glacierized area, and a glacier velocity raster. As input datasets we used Terra ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), Landsat TM (Thematic Mapper) and Landsat OLI (Operational Land Imager) images for glacier surface velocity determination.

The gap-filled SRTM3 DTM provided by the Consultative Group on International Agricultural Research (CGIAR) (Jarvis and others, 2008) was used for branch line generation and ice thickness estimation in combination with 2002-03/2010-11/2013-14 velocity information (Section 3.3, Table S1), because the original version of the SRTM3 dataset suffers from radar-related data gaps, in particular in the accumulation regions of the investigated glaciers. Additionally, a 1975 KH9 DTM generated by Pieczonka and Bolch (2015) was used to calculate the volume changes and to relate them to the estimated overall volumes. All DTMs have been bicubically resampled to 60 m to match the spatial resolution of the velocity raster.

Glacier outlines reflecting the state of the glaciers of ~2008 have been taken from the Aksu glacier inventory (Osmonov and others, 2013), which were also used for the mass-balance study of Pieczonka and Bolch (2015).

Table 1. Characteristics of the investigated glaciers.

Glacier	Area (Debris) km ²	Z _{Median} [*] m	Z _{Mean} m
Koxkar	70.0 (15.1)	4335	4269
Tomur	232.8 (44.1)	4467	4458
Kaindy	89.7 (22.0)	4318	4354
South Inylchek	487.5 (58.3)	4668	4633

* Median elevation of glacier

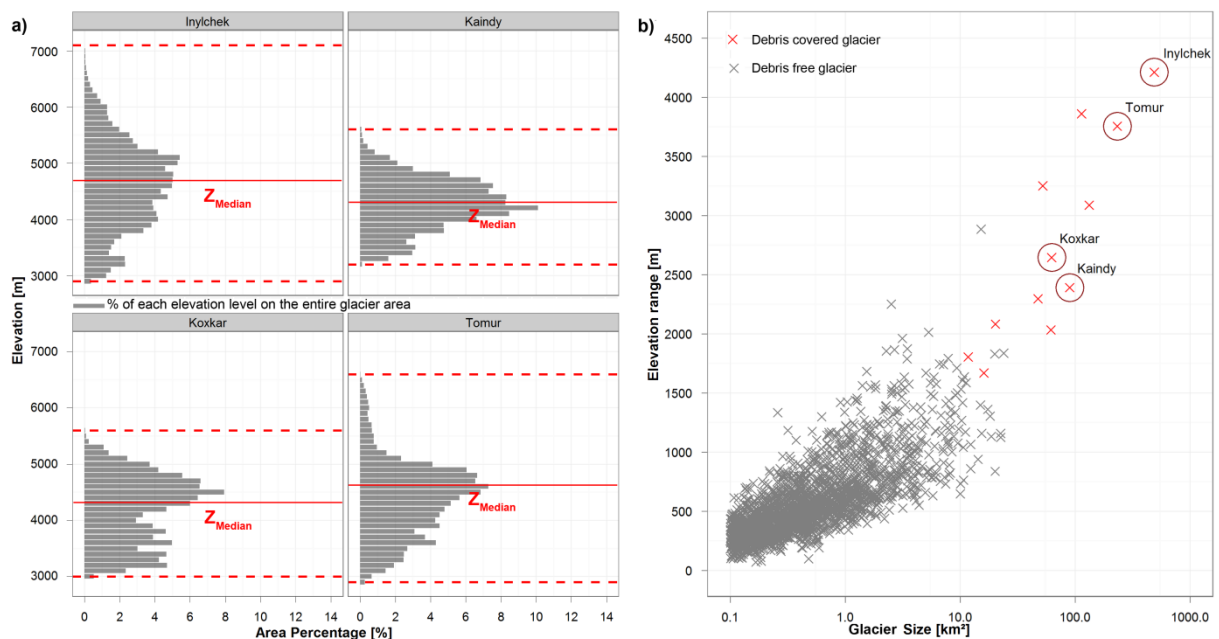


Fig. 2. (a) Glacier hypsometry in 100 m elevation bands (minimum and maximum elevations are depicted as red dashed lines). The percentage of each elevation level of the overall glacier area is shown as gray bars. (b) Glacier elevation range of debris-free and debris-covered glaciers in the Aksu catchment in dependence upon glacier size.

All datasets are projected to UTM (Universal Transverse Mercator) zone 44N with WGS84 as reference ellipsoid.

3.1 Glacier velocities

Glacier velocities were derived for the periods 2002-03 (South Inylchek Glacier), 2010-2011 (Kaindy Glacier), and 2013-14 (Koxkar and Tomur Glacier). We used Terra ASTER Level 1A, Landsat TM and Landsat OLI Level 1T data with a spatial resolution of 15 m (ASTER NIR), 30 m (TM NIR) and 15 m (OLI Pan), respectively (Table S1 in the auxiliary material). The images were acquired in the late summer of the respective year, which roughly coincides with the end of the ablation season.

Velocities have been calculated with ENVI's add-on COSI-Corr (Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation) (Leprince and others, 2007), which uses feature tracking to measure object displacements. The displacement vectors were filtered to remove outliers, potential mismatches and displacement anomalies in relation to the main flow direction (Scherler and others, 2008). In a last step, a 3x3 low pass filter was applied to remove high frequency noise. After outlier removal the uncertainty was estimated as the RMSE of all displacement vectors over non-glacierized terrain with 3.5 m yr^{-1} for 2002-03, 4.7 m yr^{-1} for 2010-11, and 3.7 m yr^{-1} for 2013-14. The spatial resolution of the final velocity raster is 60 m.

The resulting velocities show that most of the glaciers exhibit comparatively slow velocities of $\sim 50 \text{ m yr}^{-1}$ in the upper part of the tongues and further decreasing velocities to the termini (Fig. 1b) (Kröhnert and others, 2014; Shangguan and others, 2015). The maximum velocity of more than 150 m yr^{-1} (0.4 m day^{-1}) has been measured for the main trunk of South Inylchek Glacier. In contrast, a maximum velocity of 15 m yr^{-1} was measured on the debris-covered tongues of the Tomur, Kaindy and Koxkar glaciers. These results are in line with published velocities. Using TerraSAR-X data Neelmeijer and others (2014) found velocities of about $0.05\text{-}0.1 \text{ m day}^{-1}$ ($18\text{-}36 \text{ m yr}^{-1}$ considering constant flow) for the lower part and 0.4 m day^{-1} ($\sim 150 \text{ m yr}^{-1}$) for the active upper part of the ablation region of South Inylchek Glacier for the period 2009-10. Based on ALOS/PALSAR Li and others (2014) measured four year (2007-08, 2008-09, 2009-10, 2010-11) average surface velocities along the centerline for the active part of the ablation regions of about 0.33 m day^{-1} (our study: 0.32 m day^{-1} for 2013-14) for South Inylchek Glacier, 0.10 m day^{-1} (here 0.094 m day^{-1} for 2013-14) for Tomur Glacier, and 0.07 m day^{-1} (here: 0.075 m day^{-1} for 2013-14) for Koxkar Glacier. Investigations by Xu and others (2011) for Koxkar Glacier could be confirmed by our results. For 2006-07 they found maximum surface velocities for Koxkar Glacier of about 120 m yr^{-1} observed in an elevation of about 4500 m which is close to our results of 125 m yr^{-1} for the 2013-14 period in the same elevation zone.

3.2 GPR data

In June 2008 five transverse profiles comprising 136 single points located between 3100 and 3900 m a.s.l. were surveyed on Koxkar Glacier (Fig. 1a) using a Pulse EKKO-Pro penetrating radar system with a central frequency of 50 MHz and a bistatic antenna configuration. The GPR profiles were surveyed in common offset mode with a fixed distance between transmitter and receiver of 4 m. For thickness determination radiowave velocities of 0.167 and 0.118 m ns^{-1} for glacier ice and supraglacial debris were used (Wu and others, 2013).

For South Inylchek Glacier thickness measurements from summer 1990 are available in Macheret and others (1993). They measured eight transverse profiles close to Merzbacher Lake and four transverse profiles and a longitudinal profile along the main trunk of South Inylchek Glacier using a high-frequency 700 MHz impulse radar TGU with an analogue recording system from an oscilloscope on 36 mm film assuming a wave velocity in ice of about 0.168 m ns^{-1} . All profiles, whose location is shown in Macheret and others (1993), were compiled from point measurements with a horizontal distance between 50-100 m.

The total vertical error of the radar systems can be estimated by the sum of the vertical resolution of the radar (approximated by one-quarter of the wavelength), picking errors of the ice-bedrock reflection ($\sim 25 \text{ ns}$) and errors due to variations in the wave velocity ($\pm 5\%$) (Lambrecht and others, 2014). Thus, the overall error for 100 m ice thickness is estimated with 9.8 m for the EKKO-Pro and 9.1 m for the TGU radar ($\approx 10\%$).

In this study, we used the intersection points of the GPR-profiles with the glacier branch line, eight for South Inylchek Glacier and five for Koxkar Glacier, as reference points (Fig. 1a). All other points on Koxkar Glacier were used for validation and directly compared to our thickness estimates. Finally, the radar thickness data were corrected using the glacier surface elevation change rates for the 1975-99 period given by Pieczonka and Bolch (2015), which are comparable to the those for the 1976-2009 period (Pieczonka and others, 2013), to match the date of the velocity measurements.

4. METHODS

The geometry of a glacier strongly depends on the topography and local climatic conditions. In the present study the focus is on dendritic debris-mantled glaciers with complex glacier geometry. The utilized algorithms for glacier branch line and glacier ice thickness determination are written in Python in combination with ArcGIS and R. For the handling of raster (e.g. DTM and glacier velocity raster) and vector datasets (e.g. glacier outlines) the libraries of GDAL and OGR were used.

4.1 Glacier branch line

Glacier branch lines are important for glacier length determination (Le Bris and Paul, 2013; Machguth and Huss, 2014) and for some studies they are the basis for ice thickness determination assuming that maximum ice thickness is concentrated along the branch line (Paul and Linsbauer, 2012; James and Carrivick, 2016).

We present a vector-based least-cost-path approach based on graph-theory to derive complete glacier branch line networks as input for glacier thickness estimates (Fig. S1). Basically, our construction of glacier branch lines relies on Thiessen polygons (Ladak and Martinez, 1996). Thiessen polygons are generated based on evenly distributed points on opposite edges of glacier polygons. Le Moine and others (2015) used points along the glacier outline as basic input. However, glaciers with large accumulation regions show a certain degree of simplification in their outlines, in particular in higher regions where rock outcrops and steep headwalls are included to the glacier. We therefore generated an additional slope limited outline considering only glacier parts $\leq 30^\circ$ slope. The final set of input points is compiled from evenly distributed points along the original glacier outline and the slope limited outline with a point distance of 180 m (Fig. S1).

All points are triangulated and the edges of the Thiessen polygons are derived by bisecting the sides of the triangles perpendicularly. All edges that are located inside the glacier polygon build the skeleton of the glacier which is modeled as an unweighted and undirected spatial graph of a set of nodes and links using the Python library NetworkX (Hagberg and others, 2008). In the branch line network dangle nodes are defined as unconnected nodes of a dangling line segment (arc). These nodes are used to identify the respective glacier terminus and glacier heads where each branch line runs from. Glacier terminus is in this study defined as the dangle node with the lowest elevation.

The identification of glacier heads is not only dependent on their elevation or their distance to the end of the glacier tongue, it is rather necessary to spatially delimit the upper boundary of a glacier branch by means of a reliable geometric definition. Glacier heads are in a first step localized by identifying complex glacier outline segments describing a cumulative angle $\geq 90^\circ$ (Fig. S1). To facilitate the clear identification of complex segments glacier outlines are smoothed beforehand applying the Polynomial Approximation with Exponential Kernel (PAEK) algorithm (Bodansky and others, 2002) with a smoothing tolerance of 300 m. The value is a compromise between level of detail and clarity of feature identification. As a result of the smoothing we assume that there is only one distinct complex line feature and, consequently, one head per glacier branch.

All dangle nodes on arcs intersecting with complex segments are selected as potential glacier heads and tagged with the ID of the complex line feature. The dangle node with the highest elevation for each ID is finally stored as glacier head.

In the case of simple valley glaciers there is only one branch line from the head to the terminus. Therefore, a simple shortest path algorithm would be sufficient for branch line derivation. Dendritic and compound-valley glaciers, however, consist of multiple glacier branches. Those branches are often connected in their accumulation regions resulting in more than one path connection between a glacier head and terminus. We therefore introduce an edge weight to the graph relying on the elevation difference covered by the edge and generated an oriented glacier branch line graph using breadth-first-search. Breadth-first-search is used to search graphs starting at a specific node (= glacier terminus) and examining all neighboring nodes at all subsequent levels until the end node (= glacier head) is found (Eppstein, 2007). The edge weights in the oriented graph are calculated using Equation (1):

$$weight = 1/e^{\frac{(z_{End}-z_{Start})}{10}} \quad (1)$$

where z_{Start} is the elevation of the from-node and z_{End} the elevation of the to-node. The weight increases exponentially when an edge runs uphill and decreases when the edge is oriented downhill.

The final branch line is then derived by finding a Dijkstra path between a glacier head and the glacier terminus. Dijkstra's algorithm returns a single-source shortest path running from the head to the terminus with minimum weight (Dijkstra, 1959). In general, Dijkstra's algorithm repeatedly selects from the set of unvisited nodes all adjacent nodes to the source or to the currently visited node and calculates the distance to the source. If the length of the new path from the source to the current node is shorter than the previously recorded distance, then the new distance is assigned as the shortest one. Originally, the output is the length of the

shortest path and not the path itself. The path, i.e. a list of nodes, is retained by using Dijkstra's path algorithm from NetworkX.

4.2 Glacier ice thickness

We calculated ice thickness along the central branch line, based on the shallow-ice approximation, by applying the equation of laminar flow ignoring any longitudinal stress gradients (Gantayat and others, 2014):

$$h = \frac{(u_s - z u_b)(n+1)}{2 A \tau^n} \quad (2)$$

with u_s as surface velocity, n as creep parameter, A as flow rate factor, τ as basal shear stress, and $z u_b$ as the basal velocity (Table 2) with z as the conversion factor between glacier surface and basal sliding velocity. The flow rate factor A , primarily depending on ice temperature and water content, is specified by the englacial ice temperature at the median elevation (\approx ELA). We estimated the englacial ice temperature based on the mean annual air temperature (MAAT) in combination with a constant temperature offset of 7°C between MAAT and ice temperature (Huss and Farinotti, 2012). MAAT has been calculated by using the average temperature at Tien Shan Station (>3600 m a.s.l.) for the period 2000-10 (Williams and Konovalov, 2008, updated) in combination with a constant lapse rate of $0.6^\circ/100$ m (Giese and others, 2007). This gives an englacial ice temperature of -4.6°C at the median elevation (4668 m a.s.l.) of South Inylchek Glacier and -2.7°C at the median elevation of Koxkar Glacier (4335 m a.s.l.). Accordingly, A was assumed to be $1.3\text{E-}24 \text{ Pa}^{-3} \text{ s}^{-1}$ (Paterson, 1994) (Table 2). The creep parameter n is approximately constant and usually assumed to be 3 for glaciers (Paterson, 1994; Farinotti and others, 2009).

4.2.1 Basal shear stress

In many studies glaciers are assumed to have a uniform basal shear stress between about 0.5 and 1.5 bar if the glacier is flowing over bedrock. Haeberli and Hoelzle (1995) used an empirical relation between the altitudinal range of a glacier and the basal shear stress. Carrivick and others (2016), on the other hand, calculated the mean basal shear stress using the mean of the shear stresses of pre-defined elevation bands where shear stress is related to area and slope of the respective elevation zone. In reality, local basal shear stress may deviate from this assumption due to the valley shape and the effects of basal sliding. For Greenland Banks and Pelletier (2008) showed that basal shear stresses are heterogeneous with values from 0.5 bar to more than 2 bar. Driving stresses exceeding 1 bar are reported by Marshall and others (2011) for large glaciers and steep valley glaciers in western Canada. Iverson and others (2003) found that for debris-laden ice the spatially averaged shear stress on a rock bed was between 1.5 and 3 bar. In general, high values of basal shear stress are expected in areas with extending flow, low values in area with compressing or decelerating flow. In this study, the basal shear stress is calculated by Equation (3).

$$\tau = h \rho g f \sin(\alpha) \quad (3)$$

Substituting τ in Equation (2) by (3) gives the basic equation for thickness estimation:

$$h = \frac{n+1}{\sqrt{2 A (\rho g f \sin(\alpha))^n}} \frac{(u_s - z u_s)(n+1)}{\sqrt{2 A (\rho g f \sin(\alpha))^n}} \quad (4)$$

Slope α is calculated from the resampled SRTM DTM using the algorithm of Zevenbergen and Thorne (1987) which considers two cells for each gradient calculation. This approach has been proven to be robust and consistent with regard to different terrain geometries (Gonga-Saholiariliva and others, 2011). Nevertheless, SRTM slope angles are known to be overestimated in flatter topography and underestimated in steep terrain (Guth, 2006). To reduce overestimations in flat terrain as a consequence of noise we applied a 7x7 low pass filter. Thus, particularly in the debris-covered regions with high surface roughness the steep components are more generalized.

The slope is averaged over a vertical distance of 50 m resulting in a horizontal averaging distance between 2650 m on flat parts and 160 m in steep areas which is assumed to be several times the local ice thickness (Kamb and Echelmeyer, 1986). Glacier surface velocities are spatially averaged in the same manner.

For small slope angles Equation (4) gives large ice thickness values. Therefore, slope thresholds of 5° and 1.7° are used by Farinotti and others (2009) and Carrivick and others (2016) respectively to avoid ice thickness overestimations in flat regions. In general, the chosen threshold should at least consider the uncertainty of the DTM. Guth (2006) showed that the slope error is highly dependent upon the steepness of the terrain. He found that SRTM in comparison to NED (National Elevation Dataset) of the U.S. Geological Survey is too steep in low relief terrain and too smooth in steep terrain with an exponential trend. He proposed a 5% ($=2.86^\circ$) slope cut-off to exclude regions where SRTM is expected to be too noisy. De Vente and others (2009) found that SRTM DTMs show more underestimations of slope gradients than overestimations. Based on the results of Guth (2006) we approximated the slope error $d\alpha$ with respect to the local terrain steepness α (in radians; Equation (5)).

$$d\alpha = 0.0319 \log(\alpha) + 0.071 \quad (5)$$

The lower limit is defined where the slope angle α is larger than the slope error $|d\alpha|$ and was finally chosen with 2.1° .

For glacier velocities the lower boundary was set in accordance with the respective uncertainty estimate du_s (2002-03: 3.5 m a^{-1} , 2010-11: 4.7 m a^{-1} , 2013-14: 3.7 m a^{-1}).

4.2.2 Basal sliding

Besides the basal shear stress the contribution of the basal sliding velocity to the glacier surface velocity is one of the main unknowns in Equation (2). Glaciers in the Central Tien Shan are assumed to be mostly polythermal (Osmonov and others, 2013). Temperate glaciers are, in general, characterized by a more uniform velocity distribution across the glacier, whereas in case of cold glaciers internal deformation is the dominating process with a velocity distribution across the glacier of parabolic shape. Velocity investigations on the debris-covered Fedchenko Glacier showed a contribution of basal sliding of about 10% to the surface velocity at the end of the ablation season (Lambrecht and others, 2014). To infer the role of basal sliding summer (17 July 2010 – 17 October 2010) and winter (17 October 2010 – 04

March 2011) surface velocities given by Li and others (2014) for Koxkar and Inylchek glaciers were taken into account. For Koxkar Glacier the summer and winter velocities are 10% higher and 24% lower, respectively, than the annual mean velocities. According to the seasonal surface velocities given by Li and others (2014) a first estimate of the contribution of the basal sliding velocities is 9% for South Inylchek Glacier and 33% for Koxkar Glacier assuming that there is no sliding during winter and no significant seasonal variation in ice deformation (Copland and others, 2003). This first estimate could not be proven based on 12 GPR-points, mainly distributed on the flat terminus of South Inylchek (7 GPR-points) and Koxkar (5 GPR-points) glaciers (Fig. 1), and equation (2) resulting in a contribution between 86% and 99% with regard to the glacier surface velocity at the flat terminus (Fig. 3). Rapid sliding at low gravitational driving stress, in winter and summer, as a consequence of increased meltwater production and converging tributary glaciers seems to play a major role in the case of South Inylchek Glacier; however, the influence of basal sliding usually varies spatially and decreases towards higher elevations. The point with a contribution of 86% was located at the lower ablation area of Koxkar Glacier where some artifacts in the velocity field are visible (Fig. 1b). Finally, we estimated the contribution of the sliding velocity for all four glaciers relying on the estimates of South Inylchek and Koxkar glaciers by using a sigmoid function in dependency upon the ratio of the total glacier area and the glacier area upstream of a particular location assuming no sliding in the upper parts where cold ice is assumed to predominate (Fig. 3).

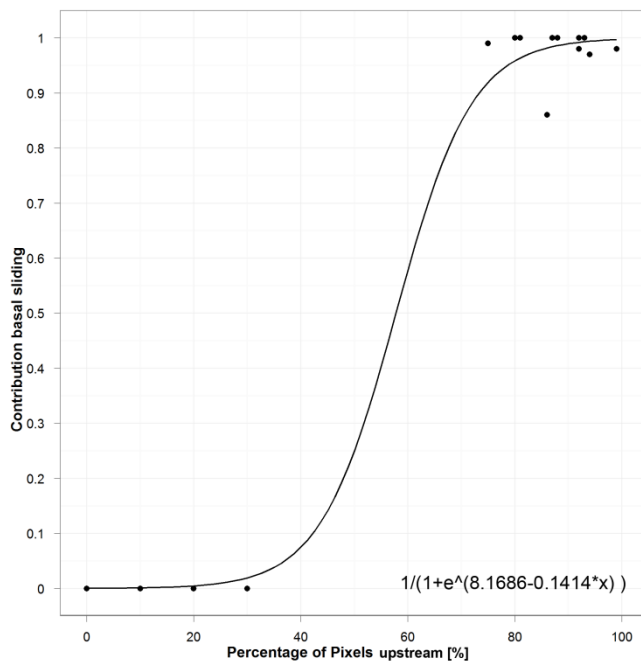


Fig. 3. Empirical function to estimate the contribution of basal sliding to the glacier surface velocity based on the ratio of the total glacier area and the glacier area upstream of a particular location assuming no sliding in the upper parts.

Table 2. Parameters used for ice thickness estimation.

n	=	3		Creep parameter
A	=	$1.3E-24$	$s^{-1} Pa^{-3}$	Flow rate factor
g	=	9.83	$m s^{-2}$	Gravitational acceleration for 42.03° North
ρ	=	900	$kg m^{-3}$	Ice density
f	=	0.75		Shape factor
α	=	<slope>	Rad	Surface slope
u_s	=	<velocity>	$m a^{-1}$	Mean velocity along branch line segment
z	=			Conversion factor between glacier surface and basal sliding velocity (cf. Fig. 3)

For comparison, glacier ice volumes were also estimated using volume-area-scaling with the parameters defined by Su and others (1984) (denoted as Volume_{Su}) and the GlabTop approach (denoted as Volume_{Lins}) (Linsbauer and others, 2012; Paul and Linsbauer, 2012). For model calibration Su and others (1984) used gravimetric and radar ice thickness measurements of a sample of Tien Shan glaciers. Additionally, mean ice thickness, relying on a model that incorporates ice flow mechanics, were provided by Huss and Farinotti (2012) and compared to our results.

GlabTop is based on Equation (3) only (where ρ is the ice density, g the acceleration due to gravity, α the surface slope) assuming an elevation range dependent constant basal shear stress τ along the central branch line. Because Koxkar, Tomur, Kaindy, and South Inylchek glaciers cover an elevation range of more than 2000 m τ was 1.5 bar according to the empirical relation given by Linsbauer and others (2012).

Drag on the margins, relevant for high mountain glaciers which are usually bounded laterally, was considered by the empirical shape factor f (Table 2). For ice thickness measurements given in Macheret and others (1993) for South Inylchek Glacier and in Xie and others (2007) for Koxkar Glacier the shape factor varies between 0.65 and 0.85. We used the median value of 0.75 for all glaciers.

4.2.3 Spatial interpolation

Based on cross-profiles just below the end of each glacier we found that a parabola with an exponent i of 2.5 for Koxkar, Tomur and Kaindy glaciers and 6.5 for South Inylchek Glacier is the best approximation of the glacier cross-section. The form of the parabola can be written as:

$$y = h - a x^i \quad (6)$$

where h is the ice thickness at the branch line, a is a scaling factor, y is the ice thickness along the cross-section and x the distance between the branch line and the glacier outline. As input 192, 722, 340, and 788 profiles with an average horizontal distance of about 300 m were generated for Koxkar, Tomur, Kaindy, and Southern Inylchek glaciers, respectively, with maximum ice thickness on the branch line and zero at the glacier margins. For spatial interpolation the Ordinary Kriging algorithm implemented in ArcGIS 10 was utilized.

Glacier ice thicknesses for all glaciers under investigation have finally been estimated using Equation (4) with the resampled SRTM DTM and 2002-03 (South Inylchek), 2010-11 (Kaindy), and 2013-14 (Koxkar and Tomur) glacier surface velocities as input. Because the

layer of debris is comparatively thin in comparison to the estimated ice thickness we assume that the specified volumes coincide with the total amount of stored ice.

4.3 Sensitivity and Uncertainty

We focused our sensitivity analysis on exploring the influence of the model parameters on the estimated ice thickness. The sensitivity of equation (4) is investigated for 13 GPR points (Fig. 1a) by varying the flow rate factor A , the shape factor f , the ice density ρ , and the contribution of basal sliding to the surface velocity z .

The parameter sensitivity S is determined as the ratio of the variation of the ice thickness as model output O to the variation of the relevant input I parameter (Equation (7)). The variation is calculated by the ratio of the standard deviation (STD) to the mean value (AVG) of the respective parameter (Misra and Rose, 1996). This analysis is one-dimensional assuming independent input variables and neglecting parameter interactions.

$$S = \frac{\frac{STD_O}{AVG_O}}{\frac{STD_I}{AVG_I}} \quad (7)$$

The standard deviation of the input parameters was prescribed by generating a sequence of ten values uniformly spread over a range bounded by the expected minimum and maximum value of the relevant parameter (Table 3).

The range of the flow rate factor A is specified by the englacial ice temperature at the median elevation (\approx ELA) and at the glacier terminus. The lower boundary of the flow rate factor A is $9.3E-25 \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$ (ice temperature -4.6°C). The upper boundary is the flow rate factor for temperate conditions of $2.4E-24 \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$ (Cuffey and Paterson, 2010). The range of the conversion factor z is given by the lower estimates assuming no sliding during winter and the maximum sliding velocity at GPR points derived by equation (4).

Table 3. Sensitivity of glacier ice thickness to four different input parameters.

Input parameter	Range	Sensitivity
Flow rate factor [$A \text{ (Pa}^{-3} \text{ s}^{-1})$]	$9.3E-25 - 2.4E-24$ (Cuffey and Patterson, 2010)	0.27
Shape factor [f]	0.7 - 0.9 (Gantayat and others, 2014)	0.77
Ice density [$\rho \text{ (kg m}^{-3})$]	800-900	0.72
Conversion factor basal velocity [z]	0.09 (South Inylchek) / 0.33 (Koxkar) - 0.99	0.39-0.75

$S = 1$ indicates a linear relation between input and output items. $S > 1$ is an indication for greater sensitivity, whereas $S < 1$ indicates less sensitivity in comparison to a direct linear relation.

From Table 3 it can be seen that the ice thickness estimates are less sensitive to the flow rate factor A . With regard to the tested range of the conversion factor z ice thickness is sensitive to the contribution of the basal velocity when the glacier surface velocity is low (>0.7). The sensitivity decreases with increasing surface velocity (<0.5).

The uncertainty of the ice thickness values is estimated with regard to thickness measurements on Koxkar Glacier (yellow crosses in Fig. 1a) and a longitudinal GPR-profile on South Inylchek Glacier (Fig. 4b) not used for calibration. All measurements are located on the main trunk of the respective glacier.

5. RESULTS

5.1 Glacier branch line

Relying on graph-theory we derived branch lines handling problems related to DTM artifacts and glacier outline inaccuracies. The resulting network is visually complete and contains all glacier branches and tributary glaciers (Fig. 3a). We estimated a maximum glacier length of 26.0 km, 40.7 km, 26.7 km, and 65.1 km for Koxkar, Tomur, Kaindy, and South Inylchek glaciers based on the Aksu glacier inventory. In terms of the course of the branch line the proposed method produces consistent branch line networks useful for glacier ice thickness estimations.

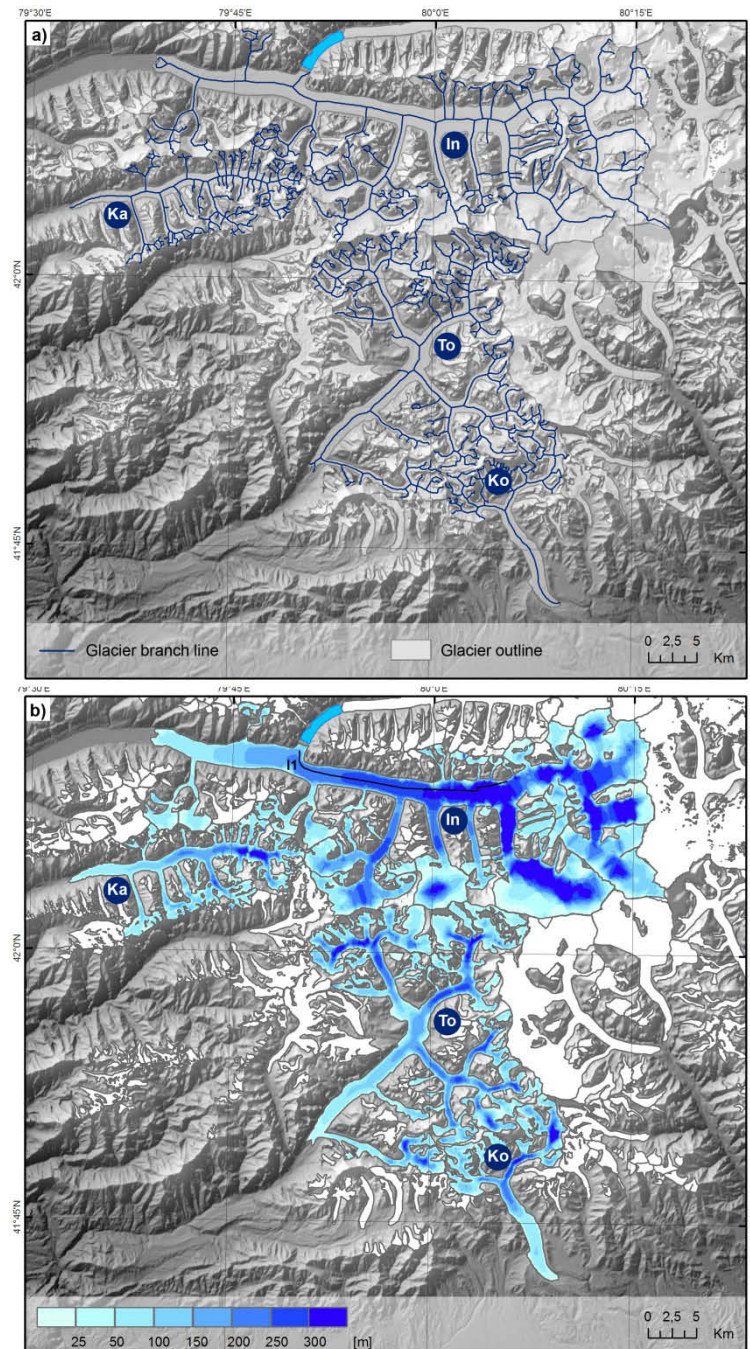


Fig. 4. (a) Glacier branch lines for Koxkar, Tomur, Kaindy, and South Inylchek glaciers, (b) Glacier ice thickness for South Inylchek, Kaindy, Tomur, and Koxkar glaciers. II indicates the position of the longitudinal profile measured by Macheret and others (1993).

5.2 Glacier ice thickness

Total volume for the four investigated glaciers was found to be approximately 99 km³, corresponding to an average ice thickness of ~112 m (Fig. 4, Table 4).

Table 4. Glacier ice thickness and glacier ice volumes for investigated glaciers.

Glacier	Area km ²	\bar{h}_D m	\bar{h} m	Max h_D m	Volume km ³
Koxkar	70.0	72.4	88.6	253.0	6.2
Tomur	232.8	101.7	90.4	286.7	21.0
Kaindy	89.7	79.1	77.4	312.2	6.9
South Inylchek	487.5	136.4	132.3	384.4	64.5

\bar{h}_D ... Mean ice thickness for the debris-covered glacier part,

\bar{h} ... Mean ice thickness for the entire glacier,

Max h_D ... Maximum ice thickness for the debris-covered glacier part,

Glacier ice thickness is highest at the debris-covered glacier tongues with an average thickness of approximately 72 m at Koxkar Glacier and 136 m at South Inylchek Glacier (Table 4). The mean ice thickness for the entire glacier is highest for Tomur and South Inylchek Glacier, whilst Kaindy Glacier reveals a lower mean thickness of about 77 m. For most of the glaciers the majority of ice is concentrated close to the median elevation. About 60% of ice volume is stored in the ablation regions. Using GlabTop (Equation (3)) the amount of ice stored in the ablation region increases to 70-80% (Fig. 5).

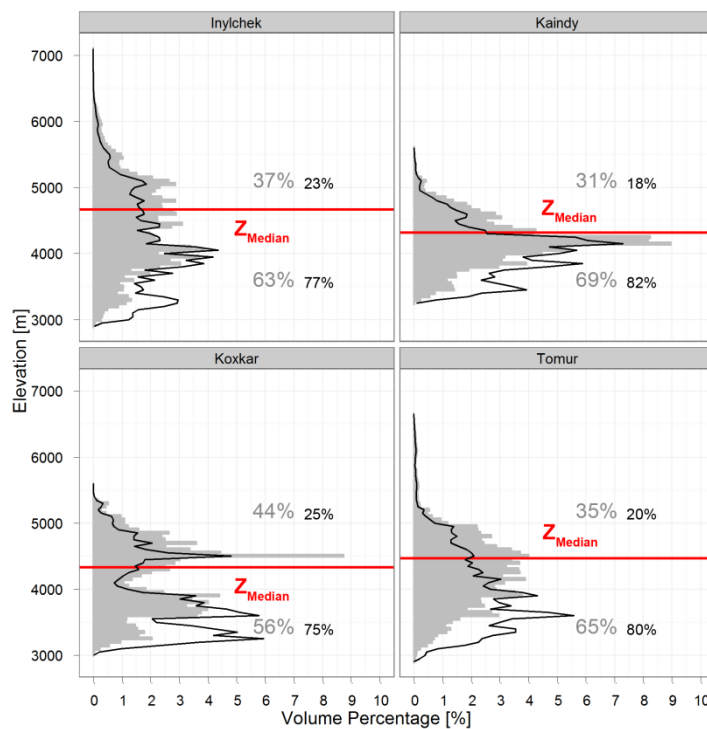


Fig. 5. Percentage of ice volume stored in the accumulation and ablation region of the investigated glaciers. The black line shows the distribution according to Equation (3) (GlabTop).

For a sample of glaciers south of Tomur Peak Pieczonka and others (2013) showed that the specific mass budget for the 1975-2009 period (-0.35 ± 0.15 m w.e. a⁻¹) is approximately consistent with the 1975-99 mass budget (-0.42 ± 0.23 m w.e. a⁻¹). Thus, we estimated the

relative volume change for the four investigated glaciers taking the 1975-99 geodetic mass balances given by Pieczonka and Bolch (2015). For Koxkar and Tomur Glacier we found a relative volume loss of 17% and 28% for the 1975-2013 period. For Kaindy and South Inylchek Glacier the volume loss was 14% (1975-2010) and 6% (1975-2002).

6. DISCUSSION

6.1 Glacier branch line

The presented algorithm for branch line generation produces complete branch line networks for large dendritic glaciers of complex shape in a fully automated way and needs no user intervention. Shortest paths branch lines, under consideration of minimizing the cumulative elevation-costs of a branch line link between pairs of nodes, have the advantage that all paths in a glacier system have the same end point. So, it is easily possible to extract the longest branch line or the average length of all branch line paths in a glacier system for glacier length analysis.

The shape and completeness of the branch line network strongly depends on the quality of the underlying glacier outline which also affects the clearness of the identification of glacier heads used as branch line origin. The presented approach is resistant against convex cross-sections, typical for lower parts of the glacier tongue, which are causing deflections from the centre position towards the glacier margin. Depending on the quality of the DTM (amount of data gaps, void filling) approaches following hydrological criteria would likely perform better in the higher reaches. For branch lines following hydrological criteria it has been shown that maximum path length is expected to be 10-15% longer than centerline based branch line lengths (Schiefer and others, 2008).

Glacier length estimates are already available as attribute in the widely used Randolph Glacier Inventory (RGI) derived by the approach of Machguth and Huss (2014) which combines steepest descent and greatest distance from the glacier margin. Because our branch lines are based on the Aksu glacier inventory we generated glacier branch lines also for the RGI 5.0 glacier outlines for validation.

To measure the similarity of the two branch lines connecting the highest and lowest points ($L_{(E_{min}-E_{max})}$ and L_{LeBris} (Le Bris and Paul, 2013)) we created buffers of different size around L_{LeBris} with distances of 30 m, 60 m, and 90 m and calculated the amount of overlap. For Kaindy Glacier 86.8% of the branch line $L_{(E_{min}-E_{max})}$ overlaps with the 90 m buffer of L_{LeBris} whereas the overlap is only 52% for Tomur Glacier (Table 5). This is also evident in the smaller glacier length difference of 0.4 km compared to 3.1 km. However, lines connecting the highest and lowest point of a glacier system do not necessarily represent the longest branch line (Fig. S2). For Kaindy Glacier the length L_{max} of the longest branch line is about 12% longer than the branch line between the highest glacier head and the glacier terminus. The approach of Le Bris and Paul (2013) may therefore underestimate the glacier length. Compared to grid-based methods (L_{RGI}) our graph-based approach gives comparable length estimates with a ratio of approximately 1.0 (Table 5).

Table 5. Branch line characteristics in comparison to branch line lengths derived by the approach of Le Bris and Paul (2013) and to maximum lengths specifications in the RGI (Randolph Glacier Inventory) Version 5.0 (Arendt and others, 2015).

	Length (km)				Overlap $L_{(Emin-Emax)} - L_{LeBris}$			L_{max}/L_{RGI}
	$L_{(Emin-Emax)}$	L_{LeBris}	L_{max}	L_{RGI}	30 m Buffer	60 m Buffer	90 m Buffer	
Koxkar	25.2	23.8	25.2	24.8	31.0%	44.4%	49.6%	1.02
Tomur	39.0	35.9	39.1	36.4	37.4 %	46.2 %	51.8 %	1.07
Kaindy	23.5	23.1	26.7	24.8	54.9%	74.9%	86.8%	1.08
South Inylchek	54.8	55.4	62.8	61.4	36.5%	46.4%	53.1%	1.02

$L_{(Emin-Emax)}$... Length of branch line connecting highest and lowest point,

L_{LeBris} ... Length of branch line based on Le Bris and Paul (2013),

L_{max} ... Length of longest branch line,

L_{RGI} ... Glacier length specified in RGI Version 5.0

6.2 Glacier ice thickness

6.2.1 Comparison to other approaches

The estimated mean ice thickness for the four investigated glaciers is lower compared to the mean ice thicknesses estimated with the scaling approach of Su and others (1984) and also lower compared the results of the flux- and stress-driven approaches (Table 6). South Inylchek Glacier, in particular, shows much lower mean thickness.

Table 6. Glacier ice thickness in comparison to other studies.

Glacier	Area km ²	\bar{h} m	\bar{h}_{Huss} m	\bar{h}_{Lins} m	\bar{h}_{Su} m	Volume km ³	Volume _{Lins} km ³	Volume _{Su} km ³
Koxkar	70.0	88.6	145.2	134.1	179.0	6.2	9.4	12.5
Tomur	232.8	90.4	127.0	136.0	261.6	21.0	31.7	60.8
Kaindy	89.7	77.4	140.1	129.8	193.7	6.9	11.6	17.3
South Inylchek	487.5	132.3	233.0	200.9	329.4	64.5	97.8	160.3

\bar{h} ... Mean ice thickness,

\bar{h}_{Huss} ... Mean ice thickness (Huss and Farinotti, 2012),

\bar{h}_{Lins} ... Mean ice thickness based on the approach of Paul and Linsbauer (2012),

\bar{h}_{Su} ... Mean ice thickness [$\bar{h} = -11.32 + 53.21 * Area^{0.3}$, Su and others, 1984],

Volume_{Lins} ... Ice volume based on the approach of Paul and Linsbauer (2012),

Volume_{Su} ... Ice volume based on volume-area-scaling (Su and others, 1984)

We also compared our estimated glacier volumes with glacier volume estimations derived with the approach of Paul and Linsbauer (2012) (GlabTop – Equation (3)). As a result we found GlabTop glacier volumes to be between 34% and 41% (34% Koxkar, 34% Tomur, 41% Kaindy, 34% South Inylchek) higher than our results. From Fig. 6a it is clearly visible that at the lower parts, where all of the available GPR points are located, GlabTop significantly overestimates ice thickness. An underestimation of GlabTop in the accumulation regions and an overestimation of ice thickness in the lowermost parts has also been observed by Petrakov and others (2016) for the Ak-Shirak massif. GlabTop was developed for Swiss glaciers and its suitability has been shown for alpine glaciers as well as for non-debris-covered polythermal glaciers in the Himalaya (Frey and others, 2014). The differences in the total volume between Volume_{Lins} and our results are assumed to be attributed to an underestimation of the average basal shear stress for dendritic debris-covered glaciers questioning the empirically set upper-bound value of 1.5 bar by Linsbauer and others (2012).

Area-related scaling approaches have frequently been used. E.g. Su and others (1984), Hagg and others (2013), and Petrakov and others (2016) estimated volume of Tien Shan

glaciers; however, scaling relations with locally different regression parameters might adequately apply only to larger ensembles of glaciers with accurate outlines but not to single glaciers where uncertainties of about 50-60% have been reported by several authors (Marshall and others, 2011; Grinsted 2013). The volumes based on the relation proposed by Su and others (1984) are 2.0 to 2.9 times higher than our volume estimations and 1.3 to 1.9 times higher than volume estimations using GlabTop (Table 6). This is comparable to Petrakov and others (2016) who found that calibrated volume-area-scaling approaches overestimate glacier volume in comparison to GlabTop by a factor of 1.5 to 1.7.

Our thickness estimates along the main trunk of South Inylchek Glacier are higher than the observations of Macheret and others (1993) who measured a thickness along the glacier tongue of about 150-250 m that increases to about 300-320 m adjacent to Merzbacher Lake (Fig. 6b). In comparison to Avsiuk and Kotlyakov (1967), who, based on seismosoundings, specified the ice thickness of South Inylchek to 100-120 at the lower parts of the tongue up to 400 m in the main part of the glacier with a mean ice thickness of 200-300 m, our estimates are lower with a mean thickness at the debris-covered glacier tongue of about 136 m. This can mainly be attributed to the time gap between both studies and a mean elevation change rate of -1.0 - -1.4 m a⁻¹ (Pieczonka and Bolch, 2015). Huss and Farinotti (2012) found an overall mean thickness for the entire South Inylchek Glacier of 233 m (Table 6) which is supposed to be too high assuming a mean ice thickness along the glacier tongue of about 200 m with regard to the measurements of Macheret and others (1993) and decreasing ice thickness towards the accumulation area.

In general, the spatial distribution of ice thickness is comparable to that of Fedchenko Glacier, a dendritic glacier whose tongue is also debris-covered, with an ice thickness of 300 m at the lower part with gentle slopes between 1.5 and 2.5° up to 800 m in the middle section (Avsiuk and Kotlyakov, 1967; Lambrecht and others, 2014).

6.2.2 Uncertainty and sensitivity

Drawing on the example of Koxkar and South Inylchek glaciers, where thickness measurements for uncertainty estimation are available, the uncertainty for the estimated ice thickness values is high with approximately 54% for Koxkar Glacier and 32% for South Inylchek Glacier. Here it must be taken into account, that, on the one hand, the available GPR points are located only on the main trunk of South Inylchek and Koxkar Glacier without any information for the higher reaches. On the other hand, GPR points have sparse spatial coverage and a different spatial footprint compared to our estimates. In general, the uncertainty is comparable to other studies, taking the often high uncertainty ranges into account. ITMIX showed that, in the case of glaciers only, shear-based and simple velocity-based approaches have average deviations in the order of $4\pm 72\%$ and $-16\pm 46\%$ (Farinotti and others, 2017).

For Sary-Tor Glacier in the Ak-Shirak massif Petrakov and others (2014) found a good agreement between radio-echo sounding derived ice thicknesses and thickness estimates by applying the GlabTop model with a difference of only 1% when using a shape factor of 0.6. For Koxkar Glacier the RMSE between the GPR thickness measurements and the ice thickness estimates based on Equation (3) is 97.2 m (160% of the mean GPR thickness). Using equation Equation (4) the RMSE is 57.1 m (95% of the mean GPR thickness; Fig. 6a).

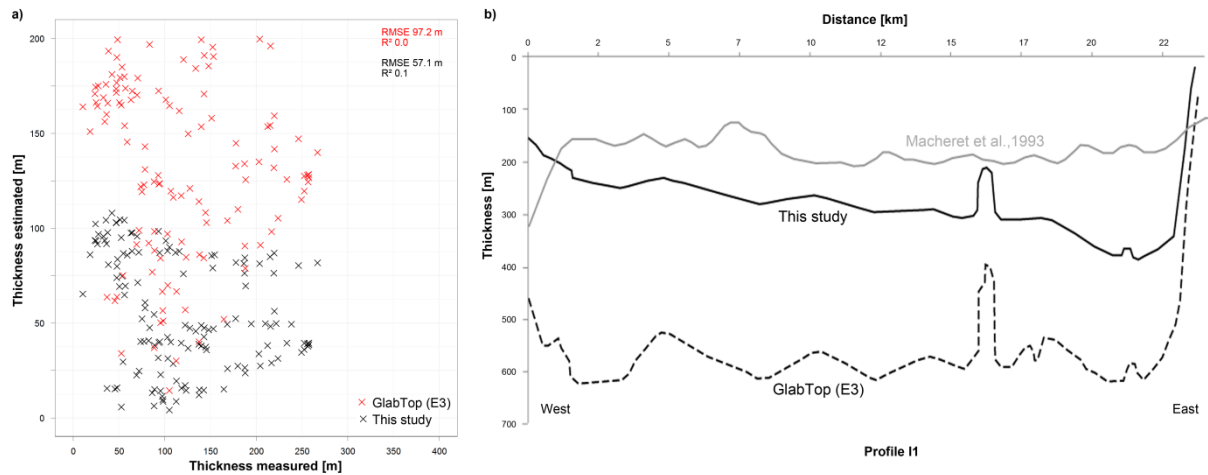


Fig. 6. (a) Koxkar GPR ice thickness measurements vs. thickness estimates based on Equation (4) (This study) and Equation (3) (GlabTop). (b) Longitudinal profile along South Inylchek Glacier (Profile I1, Fig. 4b) showing thickness measurements from Macheret and others (1993) and thickness estimates from this study.

To investigate the sensitivity of our ice thickness estimates to different input parameters we analyzed the thickness and velocity variations along the central branch line drawing on the example of the main trunk of Tomur Glacier. The mean elevation difference for the debris-covered part using DTM differencing is -36.4 m and -23.3 m for the 1975-99 and 1999-2009 period which is higher than the average thickness change between ice thickness estimates of -3.5 m (SRTM + 2013-14 surface velocities - SRTM + 2002-03 surface velocities) and 0.9 m (SRTM + 2013-14 surface velocities - KH9 + 2013-14 surface velocities). The average slope for the debris-covered glacier tongue is slightly higher for 1999 (3.4°) compared to 1975 (3.1°). Decreasing surface velocities since the 1970s are therefore assumed to be the main reason for the discrepancy between multi-temporal DTM and ice thickness differencing for the 1975-99 period.

To approximate the sensitivity of the flow law parameter A , mean ice thickness for each glacier is estimated using the upper ($2.4 \cdot 10^{-24} \text{ Pa}^{-3} \text{ s}^{-1}$) and lower boundary ($9.3 \cdot 10^{-25} \text{ Pa}^{-3} \text{ s}^{-1}$) values of the flow law parameter. The variation of the mean ice thickness for Koxkar Glacier is between 76 m and 96 m, for South Inylchek mean ice thickness varies between 114 m for temperate conditions and 144 m for cold ice conditions. The results show that variations in the flow factor have only an effect of about 9% to 15% on the estimated mean ice thickness.

6.2.3 Relative mass loss

For the investigated glacier in this study we estimated a relative mass loss of about 6-28% since 1975, which is similar to the estimated total glacier mass loss of $27 \pm 15\%$ for the 1961-2012 period given by Farinotti and others (2015) for the entire Tien Shan; however, compared to the outer ranges the Central Tien Shan shows moderate loss only (Farinotti and others, 2015). To estimate the mass loss for the Central Tien Shan we used the area and volume specifications from Avsiuk and Kotlyakov (1967) for the Khan Tengri-Tomur Peak region of 1517 km^2 and 379 km^3 and the specific mass loss rate given by Farinotti and others (2015) of $-0.21 \pm 0.33 \times 10^3 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. The mass loss for the 1961-2012 period is then 18 km^3 (density of ice 900 kg m^{-3}) resulting in a mass loss of about $5 \pm 7\%$. It has to be mentioned that the

estimates of Avsiuk and Kotlyakov (1967) are based on the assumption that glaciers of same type (hanging, valley, dendritic glaciers) have comparable mean ice thicknesses.

Overall, it is shown that glacier ice thickness can be estimated relying on GPR measurements for calibration, surface topography and glacier velocity information without additional data like observed or modeled mass balances. It is therefore promising for regions with limited field accessibility or uncertain input data. However, simplified model assumptions and uncertainties in the input parameters and datasets, particularly in the flow rate factor, the underlying DTM and DTM derivatives, and the velocity data, lead to thickness uncertainties of 30-50% for the debris-covered parts of South Inylchek and Koxkar Glacier.

Approximately 60% of ice volume of a dendritic glacier system is concentrated on the glacier tongue with the highest amount of volume around the median glacier elevation which is comparable to Linsbauer and others (2012) - for the Swiss Alps - and Frey and others (2014) - for the Himalayan-Karakoram region - who found the highest amount of ice stored around the glacier mean elevation and significant amount of ice in lower regions. The glacier ablation regions have been particularly influenced by glacier mass loss during the last decades (Pieczonka and Bolch, 2015). For the Tomur and the Koxkar Glacier, for instance, the surface elevation change rate between 1975 and 1999 in the debris-covered parts was negative and twice as high as for the entire glacier. These regions also exhibit the highest sensitivity regarding future climate change. Several authors reported rising temperatures in the Central Tien Shan during the last decades (Giese and others, 2007; Shangquan and others, 2009). Recent predictions from the IPCC AR5 suggest a MAAT increase of 1.0 to 1.3°C in Central Asia for the period 2016-35 in comparison to the period 1986-2005 (IPCC, 2013). The rise of mean winter temperature (December to February) is expected to be higher than for mean summer temperature (June to August). Hence, a significant increase of glacier downwasting can be expected in the long term causing glacier volume to decrease more rapidly than in the last decades.

7. CONCLUSIONS

In this study we presented methods for glacier branch line and glacier ice thickness estimations for debris-covered glaciers of complex shape in the Jengish Chokusu/Khan Tengri massif (Central Tien Shan) using glacier outlines, glacier surface velocities and DTMs as basic input.

The proposed method for branch line generation can handle DTM artifacts which may prevent the derivation of branch lines following strict hydrological criteria. We generated branch line networks considering all glacier branches and rock outcrops.

Glacier ice thickness has been calculated based on the equation of laminar flow with SRTM DTM and 2002-03, 2010-11, and 2013-14 glacier surface velocities as input. Under consideration of available field-based ice thickness measurements we derived an empirical relation to approximate the contribution of the basal velocity to the glacier surface velocity. GPR measurements on Koxkar and South Inylchek Glacier differ by about 50 m on average, but are lower compared to the well know GlabTop approach.

The resulting maximum ice thicknesses vary between ~250 m for Koxkar Glacier and 380 m for South Inylchek Glacier accompanied by uncertainties for the debris-covered parts of about 30-50%. These uncertainties can be attributed to uncertain surface velocities in the high

elevated and steep accumulation regions and the highly uncertain contribution of basal sliding to the glacier surface velocity. Using geodetic glacier mass balances from existing studies we estimated that the investigated glaciers lost between 6% and 28% of volume since 1975.

Because most of the ice volume is concentrated in regions below the equilibrium line glaciers in the study region are highly sensitive towards climate change. Due to rising temperatures glacier volume is likely to decrease more rapidly than in the last decades.

AUTHOR CONTRIBUTION

T.B. and T.P. designed the study and discussed the methodology and the results. T.P. generated glacier branch lines and estimated glacier ice thickness. M.K. calculated glacier velocities. J.P. contributed to the evaluation and validation of the results. L.S. provided validation data of Koxkar Glacier. T.P. wrote the draft of the article. All authors contributed to its final form.

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was conducted in the framework of the project Sustainable Management of River Oases along the Tarim River/China (SuMaRiO) funded by BMBF (Code 01 LL 0918 B) and the bundle project Water Resources in the Aksu-Tarim Catchment of Western China and the Effects of Climate Change (AKSU-TARIM) supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, Code BO 3199/2-1). T. Bolch also acknowledges funding by the European Space Agency (Glaciers_cci project 4000101778/10/I-AM). We acknowledge D. Shangguan for the GPR measurements in the field. These measurements were supported by the Ministry of Science and Technology of China (2013FY111400). We are also grateful to M. Huss for providing ice volume information. The ASTER L1A data product was retrieved from the online Data Pool, courtesy of the NASA Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (https://lpdaac.usgs.gov/data_access/data_pool, 2015-10-27)

REFERENCES

- Aizen, V.B., V. A. Kuzmichenok, A. B. Surazakov, and E. M. Aizen (2007), Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data, *Global Planet. Change*, 56, 328–340, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.016.
- Arendt, A. and 86 others (2015), Randolph Glacier Inventory—A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 5.0. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado. Digital Media, USA.
- Avsiuk, G. A., and V. M. Kotlyakov (1967), Mountain Glaciation in the U.S.S.R.: Extension, classification and ice storage in glaciers, *Physics of Snow and Ice: Proceedings*, 1(1), 389-394.
- Bahr, D. B., M. F. Meier, and S. Peckham (1997), The physical basis of glacier volume-area scaling, *J. Geophys. Res.*, 102, 20355-20362.

Bodansky, E., A. Gribov, and M. Pilouk (2002), Smoothing and Compression of Lines Obtained by Raster-to-Vector Conversion, LNCS 2390, Springer, p. 256-265, doi:10.1007/3-540-45868-9_22.

Carrivick, J. L., J. D. Bethan, W. H. M. James, D. J. Quincey, and N. F. Glasser (2016), Distributed ice thickness and glacier volume in southern South America, *Global Planet. Change*, 146, 122-132, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.09.010.

Chen, C., and Y. Ding (2009), The application of artificial neural networks to simulate meltwater runoff of Keqikaer Glacier, south slope of Mt. Tomuer, western China, *Environ. Geol.*, 57, 1839-1845, doi:10.1007/s00254-008-1471-1.

Clarke, G. and 6 others (2013), Ice volume and subglacial topography for western Canadian glaciers from mass balance fields, thinning rates, and a bed stress model, *J. Climate*, 26, 4282-4303, doi:10.1175/JCLI-D-12-00513.1.

Copland, L., M. J. Sharp, P. Nienow, and G. Bingham (2003), The distribution of basal motion beneath a High Arctic polythermal glacier, *J. Glaciol.*, 49(166), 407-414, doi:10.3189/172756503781830511.

De Vente, J., J. Poesen, G. Govers, and C. Boix-Fayos (2009), The implications of data selection for regional erosion and sediment yield modeling, *Earth Surf. Proc. Land.*, 34, 1994-2007, doi:10.1002/esp.1884.

Dijkstra, E. W. (1959), A note on two problems in connexion with graphs, *Numer. Math.*, 1, 269-271, doi:10.1007/BF01386390.

Eppstein, D. (2007), PADS, A library of Python Algorithms and Data Structures. Link: <http://www.ics.uci.edu/~eppstein/PADS/BFS.py> [2015-09-15].

Farinotti, D. and 36 others (2017), How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment, *The Cryosphere* 11(2), 949–970.

Farinotti, D. and 7 others (2015), Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years, *Nat. Geosci.*, doi:10.1038/ngeo2513.

Farinotti, D., M. Huss, A. Bauder, M. Funk, and M. Truffer (2009), A method to estimate ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers, *J. Glaciol.*, 55(191), 422-430, doi:10.3189/002214309788816759.

Frey, H. and 8 others (2014), Estimating the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using different methods, *Cryosphere*, 8, 2313-2333, doi:10.5194/tc-8-2313-2014.

- Gantayat, P., A. V. Kulkarni, and J. Srinivasan (2014), Estimation of ice thickness using surface velocities and slope: case study at Gangotri Glacier, India, *J. Glaciol.*, 60(220), 277–282, doi:10.3189/2014JoG13J078.
- Giese, E., I. Mossig, D. Rybski, and A. Bunde (2007), Long-term analysis of air temperature trends in Central Asia, *Erdkunde*, 61(2), 186–945, doi:10.3112/erdkunde.2007.02.05.
- Gonga-Saholiariliva, N., Y. Gunnell, C. Petit, and C. Mering (2011), Techniques for quantifying the accuracy of gridded elevation models and for mapping uncertainty in digital terrain analysis, *Prog. Phys. Geog.*, 1-26, doi:10.1177/0309133311409086.
- Grinsted, A. (2013), An estimate of global glacier volume, *Cryosphere*, 7, 141-151, doi:10.5194/tc-7-141-2013.
- Guth, P. L. (2006), Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72(3), 269-277.
- Haeberli, W., and M. Hoelzle (1995), Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps, *Ann. Glaciol.*, 21, 206–212, doi:10.3198/1995AoG21-1-206-212.
- Hagberg, A. A., D. A. Schult, and P. J. Swart (2008), Exploring network structure, dynamics, and function using NetworkX, P. 7th Python Sci. Conf. (SciPy2008), G ael Varoquaux, Travis Vaught, and Jarrod Millman (Eds), (Pasadena, CA USA), pp. 11–15, Aug 2008.
- Hagg, W., C. Mayer, A. Lambrecht, D. Kriegel, and E. Azizov (2013), Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tian Shan, *Global Planet. Change*, 110, 40-50, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.010.
- Huss, M., and D. Farinotti (2012), Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe, *J. Geophys. Res.*, 117, F04010, doi:10.1029/2012JF002523.
- IPCC (2013), Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections [van Oldenborgh, G. J., M. Collins, J. Arblaster, J. H. Christensen, J. Marotzke, S. B. Power, M. Rummukainen and T. Zhou (eds.)]. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Iverson, N. R. and 7 others (2003), Effects of basal debris on glacier flow, *Science*, 301(5629), 81-84, doi:10.1126/science.1083086.

James, W. H. M. and L. C. Carrivick (2016), Automated modelling of spatially-distributed glacier ice thickness and volume, *Computer & Geosciences*, 92, 90-103, doi:10.1016/j.cageo.2016.04.007.

Jarvis, A., H. I. Reuter, A. Nelson, and E. Guevara (2008), Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database, Link: <http://srtm.csi.cgiar.org> [2015-09-15].

Juen, M., C. Mayer, A. Lambrecht, H. Han, and S. Liu (2014), Impact of varying debris cover thickness on ablation: a case study for Koxkar Glacier in the Tien Shan, *Cryosphere*, 8, 377–386, doi:10.5194/tc-8-377-2014.

Kamb, B., and K. A. Echelmeyer (1986), Stress-gradient coupling in glacier flow: I. Longitudinal averaging of the influence of ice thickness and surface slope, *J. Glaciol.*, 32(111), 267-284.

Kienholz, C., J. L. Rich, A. A. Arendt, and R. Hock (2014), A new method for deriving glacier centerlines applied to glaciers in Alaska and northwest Canada, *Cryosphere*, 8, 503-514, doi:10.5194/tc-8-503-2014.

Kriegel, D. and 6 others (2013), Changes in glacierisation, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia, *Global Planet. Change*, 110, 51–61, doi:10.1016/j.gloplacha.2013.05.014.

Kröhnert, M., T. Pieczonka, T. Bolch, and M. F. Buchroithner (2014), Untersuchung und Visualisierung von Gletschergeschwindigkeiten im Zentralen Tien Shan auf Basis von optischen Satelliten-Fernerkundungsdaten, Seyfert H. (Hrsg) 34. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung der DGPF, 23, 268.

Ladak, A., and R. B. Martinez (1996), Automated Derivation of High Accuracy Road Centrelines Thiessen Polygons Technique, Link: <http://www.esri.com/library/userconf/proc96/TO400/PAP370/P370.HTM> [2015-09-15].

Lambrecht, A., C. Mayer, V. Aizen, D. Floricioiu, A. Surazakov (2014), The evolution of Fedchenko glacier in the Pamir, Tajikistan, during the past eight decades, *J. Glaciol.*, 60(220), 233-244, doi:10.3189/2014JoG13J110.

Le Bris, R., and F. Paul (2013), An automatic method to create flow lines for determination of glacier length: A pilot study with Alaskan glaciers, *Comput. Geosci.*, 52, 234-245, doi:10.1016/j.cageo.2012.10.014.

Le Moine, N., and P. S. Gsell (2015), A graph-based approach to glacier flowline extraction: An application to glacier in Switzerland, *Comput. Geosci.*, 85, 91-101, doi:10.1016/j.cageo.2015.09.010.

Leprince, S., S. Barbot, F. Ayoub, and J. P. Avouac (2007), Automatic and precise orthorectification, coregistration, and subpixel correlation of satellite images, application to ground deformation measurements, *IEEE T. Geosci. Remote*, 45(6), 1529-1558, doi:10.1109/TGRS.2006.888937.

Li, J., Z. Li, X. Ding, Q. Wang, J. Zhu, and C. Wang (2014), Investigating mountain glacier motion with the method of SAR intensity-tracking: Removal of topographic effects and analysis of the dynamic patterns, *Earth-Sci. Rev.*, 138, 179-195, doi:10.1016/j.earscirev.2014.08.016.

Li, H., F. Ng, Z. Li, D. Qin, and G. Cheng (2012), An extended „perfect-plasticity“ method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers, *J. Geophys. Res.*, 117, F01020, doi:10.1029/2011JF002104.

Linsbauer, A., F. Paul, and W. Haeberli (2012), Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach, *J. Geophys. Res.*, 117, F03007, doi:10.1029/2011JF002313.

Macheret, Y. Y., S. A. Nikitin, A. N. Babenko, A. V. Vesnin, L. I. Bobrova, and L. V. Sankina (1993), Tolshchina i stroenie lednika Juzhnyj Inyl'chek po dannym radiozondirovaniya (Thickness and structure of Southern Inylchek Glacier from the data of radio echo sounding), *Materialy Glyatsiologicheskikh Issle- dovaniy*, 77, 86-97.

Machguth, H., and M. Huss (2014), The length of the world's glaciers – a new approach for the global calculation of center lines, *Cryosphere*, 8(5), 1741–1755, doi:10.5194/tc-8-1741-2014.

Marshall, S. J. and 7 others (2011), Glacier Water Resources on the Eastern Slopes of the Canadian Rocky Mountains, *Can. Water Resour. J.*, 36(2), 109-134, doi:10.4296/cwrj3602823.

McNabb, R. W. and 11 others (2012), Using surface velocities to calculate ice thickness and bed topography: A case study at Columbia Glacier, Alaska, USA, *J. Glaciol.*, 58(212), 1151-1164, doi:10.3189/2012JoG11J2491.

Misra, R. K., and C. W. Rose (1996), Application and sensitivity analysis of process-based erosion model GUEST, *Eur. J. Soil Sci.*, 47, 593-604, doi:10.1111/j.1365-2389.1996.tb01858.x.

Neelmeijer, J., M. Motagh, and H.-U. Wetzel (2014), Estimating Spatial and Temporal Variability in Surface Kinematics of the Inylchek Glacier, Central Asia, using TerraSAR-X Data, *Remote Sens.*, 6(10), 9239-9259, doi:10.3390/rs6109239.

Osmonov, A., T. Bolch, C. Xi, A. Kurban, and W. Guo (2013), Glacier characteristics and changes in the Sary-Djaz River Basin (Central Tien Shan, Kyrgyzstan) - 1990-2010, *Remote Sens. Lett.*, 4(8), 725-734, doi:10.1080/2150704X.2013.789146.

Paterson, W. S. B. (1994), *The physics of glaciers*, 3rd edn. Elsevier, Oxford.

Paul, F., and A. Linsbauer (2012), Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM, *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, 26(7), 1173-1190, doi:10.1080/13658816.2011.627859.

Petrakov, D. and 8 others (2016), Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003-2013, *Sci. Total Environ.*, 562, 364-378, doi:10.1016/j.scitotenv.2016.03.162.

Petrakov, D. A., I. I. Lavrientiev, N. V. Kovalenko, and R. A. Usubaliev (2014), Ice thickness, volume and current changes of the Sary-Tor glacier area, Ak-Shyirak Massif, Inner Tien Shan, *Earth's Cryosphere*, 18(3), 83-91.

Pieczonka, T., and T. Bolch (2015), Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery, *Global Planet. Change*, 128, 1-13, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.11.014.

Pieczonka, T., T. Bolch, J. Wei, and S. Liu (2013), Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery, *Remote Sens. Environ.*, 130, 233-244, doi:10.1016/j.rse.2012.11.020.

Scherler, D., S. Leprince, and M. R. Strecker (2008), Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery - Accuracy improvement and quality assessment, *Remote Sens. Environ.*, 112(10), 3806-3819, doi:10.1016/j.rse.2008.05.018.

Schiefer, E., B. Menounos, and R. D. Wheate (2008), An inventory and morphometric analysis of British Columbia glaciers, Canada, *J. Glaciol.*, 54(186), 551-560, doi:10.3189/002214308785836995.

Shangguan, D. H. and 6 others (2015), Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tien Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data, *Cryosphere*, 9, 703-717, doi:10.5194/tc-9-703-2015.

Shangguan, D., S. Liu, Y. Ding, L. Ding, J. Xu, and L. Jing (2009), Glacier changes during the last forty years in the Tarim Interior River basin, northwest China, *Prog. Nat. Sci.*, 19, 727-732, doi:10.1016/j.pnsc.2008.11.002

Su, Z., L. Ding, and C. Liu (1984), Glacier thickness and its reserves calculation on Tianshan Mountains, *Xinjiang Geogr.*, 7(2), 37-44.

Williams, M. W., and V. G. Konovalov (2008), Central Asia temperature and precipitation data, 1879–2003, USA National Snow Ice Data Center, Boulder, Colorado.

Wu, Z, S. Liu, S., and S. Zhang (2013), Internal structure and trend of glacier change assessed by geophysical investigations, *Environ. Earth Sci.*, 68, 1513-1525, doi:10.1007/s12665-012-1845-2.

Xie, C., Y. Ding, C. Chen, and T. Han (2007), Study on the change of Keqikaer Glacier during the last 30 years, Mt. Tuomuer, Western China, *Environ. Geol.*, 51(7), 1165-1170, doi:10.1007/s00254-006-0407-x.

Xu, J., S. Zhang, H. Han, S. Liu, and Y. Zhang (2011), Change of the Surface Velocity of Koxkar Baxi Glacier Interpreted from Remote Sensing Data, Tianshan Mountains, *J. Glaciol. Geocryol.*, 33(2), 268-275.

Zevenbergen, L. W., and C. R. Thorne (1987), Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surf. Proc. Land.*, 12(1), 47-56, doi:10.1002/esp.3290120107.

Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan

Tino Pieczonka^{*,a}, Tobias Bolch^{a,c}, Melanie Kröhnert^{a,b}, Juliane Peters^a, Liu Shiyin^d

^a Institute for Cartography, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

^b <now at> Institute for Photogrammetry, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

^c Department of Geography, University of Zurich, 8057 Zürich, Switzerland

^d Institute of International Rivers and Eco-security, Yunnan University, Chenggong Kunming 650500, China

Contents of this file

Figures S1 to S2

Tables S1

* Corresponding author at: Institute for Cartography, Helmholtzstraße 10, 01069 Dresden, Germany.

Tel.: +49 35146333281; fax: +49 35146337028

E-mail address: tino.pieczonka@tu-dresden.de (T. Pieczonka)

1. Auxiliary Figure

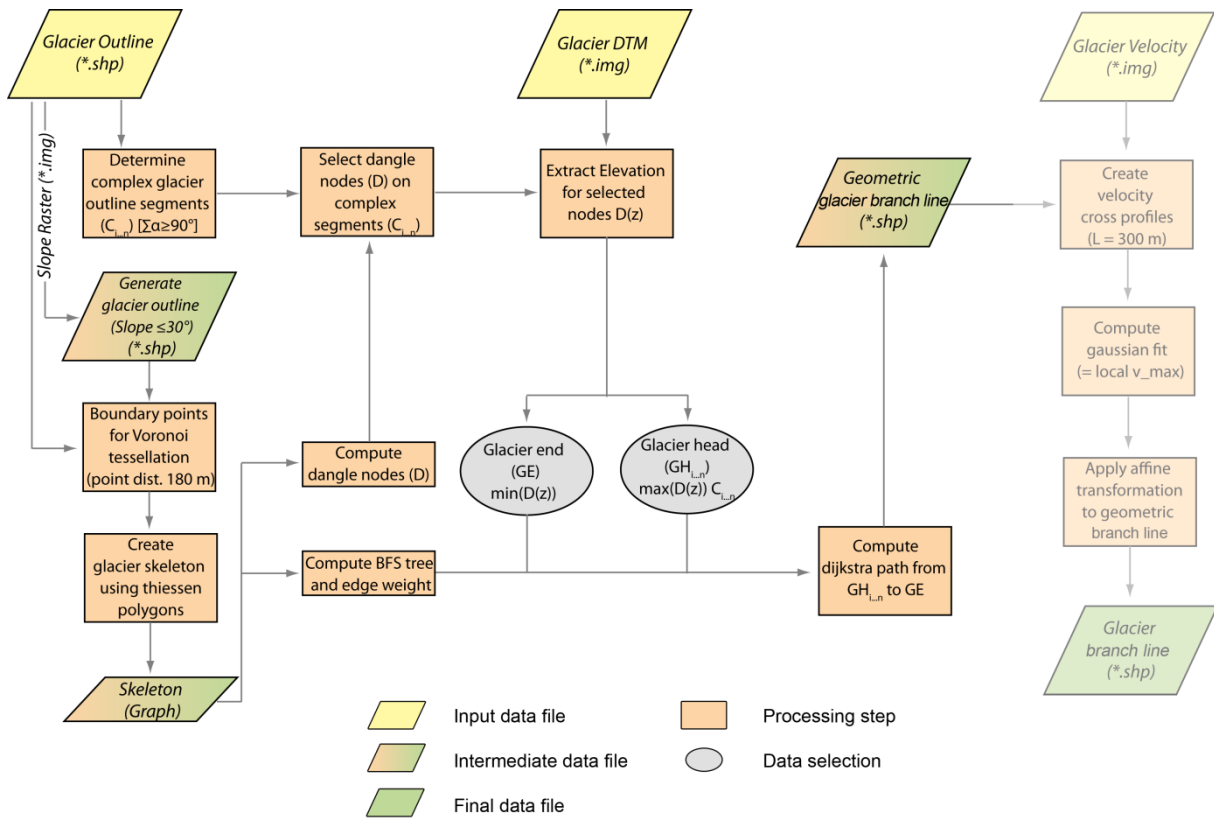


Figure S1: Workflow for branch line generation using glacier outline, DTM and glacier velocity data as input datasets.

To account for deflections from the centre position, e.g. at the confluence of multiple glacier branches, velocity information under the assumption that the branch line and local velocity maximum coincides can be considered (this part of the workflow is grayed out).

The implementation of the adjustment contains the generation of perpendicular traverses along the branch line with a width of 300 m and a sampling distance of 60 m – in accordance with the geometric resolution of the glacier velocity raster – and the calculation of the local velocity maximum along the profile by fitting a Gaussian curve to the data. A velocity adjusted branch line can finally be generated by applying a least square adjustment to minimize the discrepancies between the current position of the branch line and the local velocity maximum. For Koxkar and South Inylchek Glacier the resulting shifts after affine transformation were small with about 50-150 m and 25-50 m. Therefore, this part of the workflow was not applied to the branch line networks shown in the paper.

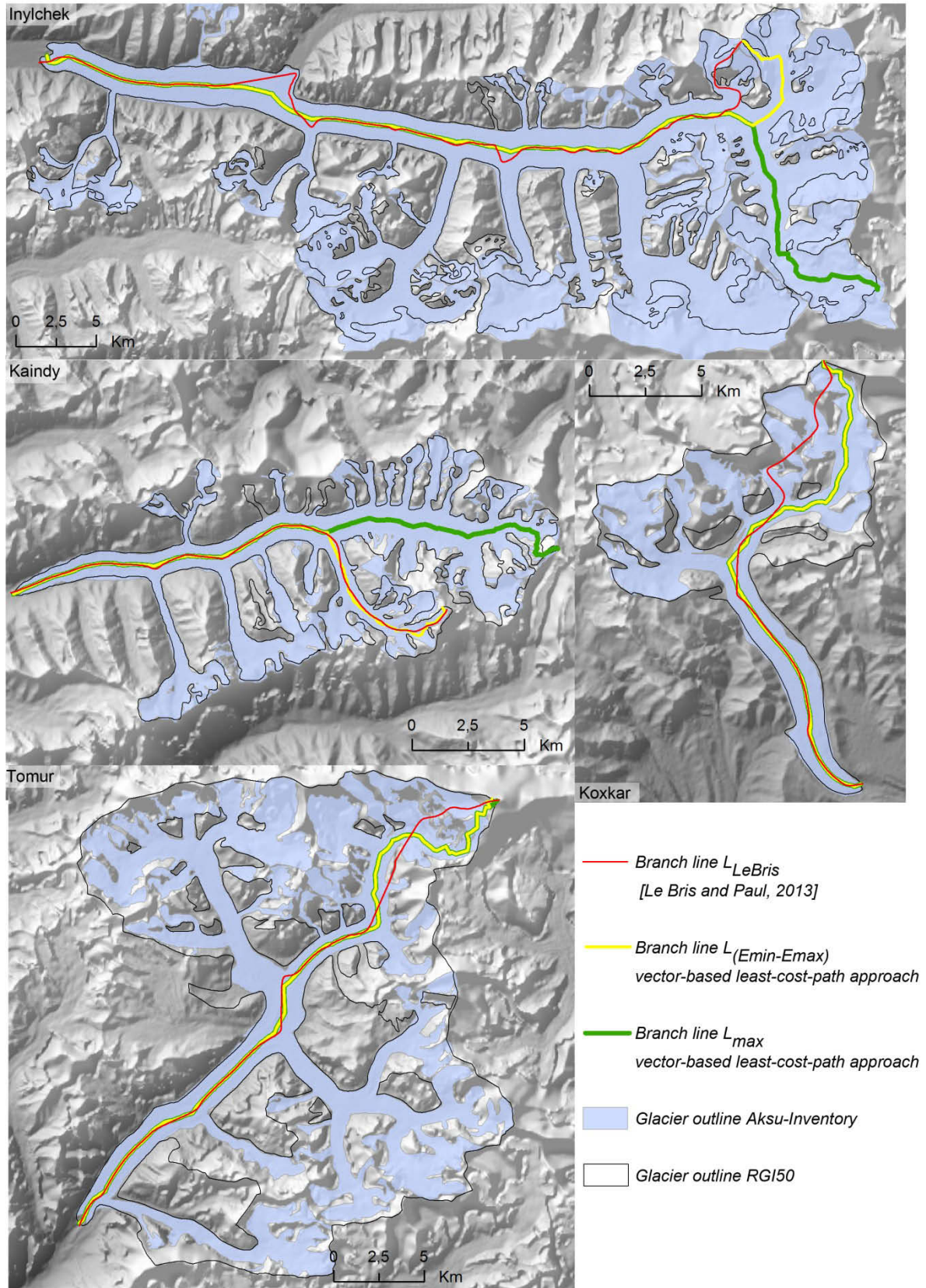


Figure S2: Branch lines based on vector-based least-cost-path approach in comparison to branch lines based on the approach of Le Bris and Paul (2013) using RGI 5.0 glacier outlines. $L_{(Emin-Emax)}$: Branch line between highest and lowest point, L_{max} : Longest branch line.

2. Auxiliary Tables

Table S1: Input datasets

Date	Type	Data	Spatial resolution	Usage
01 Nov 2009	Satellite image	SPOT5	2.5 m	DTM generation
02 Nov 2009	Satellite image	SPOT5	2.5 m	DTM generation
25 Aug 2002	Satellite image	Terra ASTER (NIR, 3N)	15 m	Velocity
28 Aug 2003	Satellite image	Terra ASTER (NIR, 3N)	15 m	Velocity
16 Aug 2010	Satellite image	Landsat TM (NIR, 4)	30 m	Velocity
03 Aug 2011	Satellite image	Landsat TM (NIR, 4)	30 m	Velocity
09 Sep 2013	Satellite image	Landsat OLI (pan)	15 m	Velocity
12 Sep 2014	Satellite image	Landsat OLI (pan)	15 m	Velocity
Feb 2000	DTM	SRTM3	90 m	Flow line / Ice thickness

8.4 Relevante Publikationen als Co-Autor

Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tian Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data

Zusammenfassung

Während der im Inneren Tien Shan gelegene Ak-Shirak bereits im Fokus in Bezug auf Untersuchungen zu Massenveränderungen stand, gibt es bis dato keine detaillierten Betrachtungen für das größte Gletschersystem im Zentralen Tien Shan - den Nördlichen- und Südlichen-Inylchek-Gletscher. Ziel der Studie waren daher die Untersuchung von Gletscherveränderungen hinsichtlich Fläche, Dynamik und Gletschermasse. Geodätische Massenbilanzen für die Zeiträume 1975–1999 und 1999–2007 zeigten für beide Gletscher markante Massenverluste. Im Vergleich der beiden Gletscher zeigte der Südliche Inylchek im ersten, der Nördliche Inylchek im zweiten Zeitraum die jeweils höhere Massenverlustrate bei gleichzeitig moderaten Flächenveränderungen. Der Einfluss des Merzbacher-Sees auf den Massenverlust konnte durch hohe Einsinkraten sowie hohe Geschwindigkeiten beim Südlichen-Inylchek-Gletscher nahe des nahe des Damms vom Merzbacher See nachgewiesen werden.

Eigenanteil

Der Eigenanteil bei der Studie bestand in der Erstellung des KH-9-Hexagon-Geländemodells. Zudem trugen alle Co-Autoren zum Verfassen des Manuskripts bei.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2015 unter dem Titel “Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tian Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data“ im Journal *The Cryosphere* und ist unter [doi:10.5194/tc-9-703-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-703-2015) abrufbar.

Zitation

Shangguan, D. H., T. Bolch, Y. J. Ding, M. Kröhnert, T. Pieczonka, H. U. Wetzel und S. Y. Liu (2015). *Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tian Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data*. *The Cryosphere*, 9, 703-717, [doi:10.5194/tc-9-703-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-703-2015).

Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data

Zusammenfassung

Der Gangotri-Gletscher und dessen Veränderung infolge des Klimawandels waren in den vergangenen Jahrzehnten bereits Bestandteil zahlreicher Studien, allerdings oftmals mit dem Fokus auf nur einem Merkmal. Veränderungen in der Gletscherfläche, Oberflächengeschwindigkeit sowie der Gletschermasse im Zusammenhang zu betrachten war daher das Hauptziel der Studie. Dabei zeigte sich für den Gangotri-Gletscher ein geringerer Massenverlust verglichen mit anderen schuttbedeckten Gletschern im Himalaya. Die beobachteten Veränderungen betrafen eine Abnahme der mittleren Gletschergeschwindigkeit im Zeitraum 2006–2014 verglichen zu 1993–2006, eine Zunahme des Anteils schuttbedeckter Gletscherbereiche sowie ein verringerter Gletscherrückzug bei gleichzeitig zunehmenden Massenverlusten in der aktuellen Dekade.

Eigenanteil

Als Co-Autor bestand die Mitwirkung bei der Prozessierung der KH-9-Daten, bei den aus deklassifizierten Satellitenbilddaten erstellten Corona-Geländemodellen sowie bei der Diskussion zur statistischen Auswertung der Höhendifferenzbilder.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2016 unter dem Titel “Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data“ im *Journal of Glaciology* und ist unter doi:10.1017/jog.2016.96 abrufbar.

Zitation

Bhattacharya, A., T. Bolch, K. Mukherjee, T. Pieczonka, J. Kropáček und M. F. Buchroithner (2016). *Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data*. *Journal of Glaciology*, 62, 1115-1133, doi:10.1017/jog.2016.96.

Area and mass changes of Siachen Glacier (East Karakoram)

Zusammenfassung

Mit dem Siachen-Gletscher stand der größte Gletscher des Karakorums im Fokus der Studie. Ziel war neben der Untersuchung von Veränderungen in der Gletscherfläche und Oberflächengeschwindigkeit die Quantifizierung von Gletschermassenveränderungen auf Grundlage

multi-temporalen Satellitendaten (u. a. KH-9, Cartosat-1, SRTM, ALOS). Bei der Gletscherfläche zeigte sich im Zeitraum 1980–2014 eine Verringerung des Anteils schutfreier Gletscherbereiche bei unveränderter Gletschergesamtfläche. Die Untersuchung von Massenveränderungen beschränkte sich indes auf die Periode 1999–2007 (SRTM - Cartosat-1). Hierbei zeigte die Gletscherzunge signifikante Einsinkraten von im Durchschnitt 4 m a^{-1} . Insgesamt wurde allerdings mit einer geodätischen Massenbilanz von $(-0,03 \pm 0,21 \text{ m w.e. a}^{-1})$ im Zeitraum 1999–2007 eine annähernd ausgeglichene Bilanz ermittelt.

Eigenanteil

Der Eigenanteil bei der im *Journal of Glaciology* erschienenen Studie bestand in der Generierung und Co-Registrierung des zur Höhendifferenzbildung verwendeten Cartosat-1-Geländemodells.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2017 unter dem Titel “Area and mass changes of Siachen Glacier (East Karakoram)” im *Journal of Glaciology* und ist unter [doi:10.1017/jog.2016.127](https://doi.org/10.1017/jog.2016.127) abrufbar.

Zitation

Agarwal, V., T. Bolch, T. H. Syed, T. Pieczonka, T. Strozzi und R. Nagaich (2017). *Area and mass changes of Siachen Glacier (East Karakoram)*. *Journal of Glaciology*, 63, 148–163, [doi:10.1017/jog.2016.127](https://doi.org/10.1017/jog.2016.127).

Brief Communication: Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) are nearly in balance since the 1970s

Zusammenfassung

Studien über Gletschermassenveränderungen im Karakorum belegen ausgeglichene Massenbudgets oder leichte Massenzuwächse seit dem Jahr 2000. Anzeichen dafür, dass dieser Zustand bereits längerfristig vorherrscht geben die wenigen verfügbaren Bilanzuntersuchungen. Mittels 1973 KH-9-Hexagon-, 2009 ASTER- und 2000 SRTM-Daten wurden geodätische Massenbilanzen für die Gletscher im Einzugsgebiet des Hunza-Flusses ermittelt. Die Ergebnisse zeigen für die dortigen Gletscher im Mittel ausgeglichene Massenhaushalte bzw. nicht-signifikante Massenverluste im Zeitraum 1973–2009. Heterogenes Gletscherverhalten sowie *surgende* Gletscher waren ebenso typisch für den Zeitraum vor 2000. Zudem zeigten sich keine signifikanten Unterschiede in den Massenbilanzen *surgender* und *nicht-surgender* Gletscher.

Eigenanteil

Als Co-Autor bestand die Mitwirkung bei der Aufbereitung der KH-9-Hexagon-Daten, der Erstellung und Co-Registrierung der verwendeten Geländemodelle sowie beim Verfassen des Manuskripts.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2017 unter dem Titel “Brief Communication: Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) are nearly in balance since the 1970s“ im Journal *The Cryosphere* und ist unter doi:10.5194/tc-2016-197 abrufbar.

Zitation

Bolch, T., T. Pieczonka, K. Mukherjee und J. Shea (2017). *Brief Communication: Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) are nearly in balance since the 1970s*. *The Cryosphere*, 11, 1-9, doi:10.5194/tc-11-1-2017.

Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia)

Zusammenfassung

Der Pamir und das Karakorum sind die bekanntesten Schwerpunktregionen *surgender* Gletscher innerhalb Zentralasiens. Untersuchungen der letzten Jahre zeigten jedoch auch im Tien Shan das Vorkommen solcher Gletscher, allerdings fand bisher keine detaillierte Betrachtung *surgender* Gletscher innerhalb des Tien Shans statt. Anhand umfangreicher Literaturrecherchen sowie der Auswertung multi-temporalen Satellitenbilddaten aus dem Zeitraum 1960–2014 konnten im Tien Shan 39 Gletscher als potentielle *surge-type* Gletscher identifiziert werden. Die meisten *surge-type* Gletscher fanden sich dabei im Ak-Shirak und Zentralen Tien Shan. Unterschiede zu *nicht-surgenden* Gletschern bestanden hierbei bei einer größeren Höhenspanne, größeren Gletscherfläche sowie einer geringeren Oberflächenneigung. Nebengletscher mit *Surge*-Merkmale zeigten zudem ein unterschiedliches Verhalten verglichen mit dem Hauptgletscher. Während erstere im Untersuchungszeitraum vorstießen zeigte der dazugehörige Hauptgletscher stabiles Verhalten bzw. war von Gletscherrückzug geprägt.

Eigenanteil

Als Co-Autor bestand der Anteil bei der Genierung ausgewählter Hexagon-DGMs sowie des Cartosat-1-Geländemodells einschließlich deren Co-Registrierung.

Veröffentlichung

Die Publikation erschien 2017 unter dem Titel “Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia)” im Journal *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* und ist unter doi:10.1657/AAAR0016-021 abrufbar.

Zitation

Mukherjee, K., T. Bolch, F. Goerlich, S. Kutuzov, A. Osmonov, T. Pieczonka und I. Shesterova (2017). *Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia)*. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, doi:10.1657/AAAR0016-021 (In-Press).

8.5 Vollständige Publikationsliste

- Agarwal, V., T. Bolch, T. H. Syed, **T. Pieczonka**, T. Strozzi und R. Nagaich (2017). *Area and mass changes of Siachen Glacier (East Karakoram)*. Journal of Glaciology, 63, 148-163, doi:10.1017/jog.2016.127.
- Bhattacharya, A., T. Bolch, K. Mukherjee, **T. Pieczonka**, J. Kropáček, und M. F. Buchroithner (2016). *Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data*. Journal of Glaciology, 62, 1115-1133, doi:10.1017/jog.2016.96.
- Bolch, T., M. F. Buchroithner, **T. Pieczonka** und A. Kunert (2008). *Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data*. Journal of Glaciology, 54(187), 592-600, doi:10.3189/002214308786570782.
- Bolch, T., **T. Pieczonka** und D. I. Benn (2011). *Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery*. The Cryosphere, 5(2), 349-358, doi:10.5194/tc-5-349-2011.
- Bolch, T., **T. Pieczonka**, K. Mukherjee und J. Shea (2017). *Brief Communication: Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) are nearly in balance since the 1970s*. The Cryosphere, 11, 1-9, doi:10.5194/tc-11-1-2017.
- Duethmann, D., T. Bolch, D. Farinotti, D. Kriegel, S. Vorogushyn, B. Merz, **T. Pieczonka**, T. Jiang, B. Su und A. Güntner (2015). *Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia*. Water Resources Research, 51(6), 4727-4750, doi:10.1002/2014wr016716.
- Goerlich, F., T. Bolch, K. Mukherjee und **T. Pieczonka** (2017). *Glacier mass loss during the 1960s and 70s in the Ak-Shirak Range (Kyrgyzstan) from multiple stereoscopic Corona and Hexagon imagery*. Remote Sensing, 9(3), doi:10.3390/rs9030275.
- Mukherjee, K., T. Bolch, F. Goerlich, S. Kutuzov, A. Osmonov, **T. Pieczonka**, und I. Shesterova (2017). *Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia)*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, doi:10.1657/AAAR0016-021 (In-Press).
- Pieczonka, T.**, T. Bolch und M. F. Buchroithner (2011). *Generation and evaluation of multitemporal digital terrain models of the Mt. Everest area from different optical sensors*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 66(6), 927-940, doi:10.1016/j.isprsjprs.2011.07.003.
- Pieczonka, T.**, T. Bolch, J. Wei, und S. Liu (2013). *Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery*. Remote Sensing of Environment, 130, 233-244, doi:10.1016/j.rse.2012.11.020.
- Pieczonka, T.** und T. Bolch (2015). *Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery*. Global

and Planetary Change, 128, 1-13, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.11.014.

Pieczonka, T., T. Bolch, M. Kröhnert, J. Peters und S. Liu (in review). *Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan*. Journal of Glaciology.

Shangguan, D. H., T. Bolch, Y. J. Ding, M. Kröhnert, **T. Pieczonka**, H. U. Wetzel, und S. Y. Liu (2015). *Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tien Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data*. The Cryosphere, 9, 703-717, doi:10.5194/tc-9-703-2015.

Literatur

- Agarwal, V., T. Bolch, T. H. Syed, T. Pieczonka, T. Strozzi und R. Nagaich (2017). *Area and mass changes of Siachen Glacier (East Karakoram)*. *Journal of Glaciology* 63(237), 148–163. DOI: 10.1017/jog.2016.127.
- Agrawal, A. und S. Tayal (2013). *Assessment of Volume Change in East Rathong Glacier, Eastern Himalaya*. *International Journal of Geoinformatics* 9(1), 73–82.
- Aizen, V. B., E. M. Aizen, J. M. Melack und J. Dozier (1997). *Climatic and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia*. *Journal of Climate* 10(6), 1393–1404.
- Aizen, V. B., V. A. Kuzmichenok, A. B. Surazakov und E. M. Aizen (2007). *Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data*. *Global and Planetary Change* 56(3-4), 328–340. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.016.
- Albertz, J. (2007). *Einführung in der Fernerkundung*. 3. Aufl. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- Bahr, D. B., M. F. Meier und S. D. Peckham (1997). *The physical basis of glacier volume-area scaling*. *J. Geophys. Res.* 102(B9), 20355. DOI: 10.1029/97jb01696.
- Baltsavias, E., K. S, A. Akca und K. Wolff (2007). *Geometric and radiometric investigations of CARTOSAT-1 data*. *Proceedings ISPRS Workshop - High Resolution Earth Imaging for Geospatial Information*. Hannover, 13.
- Bamber, J. L. und A. Rivera (2007). *A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination*. *Global and Planetary Change* 59(1-4), 138–148. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.031.
- Beedle, M. J., M. Dyurgerov, W. Tangborn, S. J. S. Khalsa, C. Helm, B. Raup, R. Armstrong und R. G. Barry (2008). *Improving estimation of glacier volume change: a GLIMS case study of Bering Glacier System, Alaska*. *The Cryosphere* 2(1), 33–51. DOI: 10.5194/tc-2-33-2008.
- Beedle, M. J., B. Menounos und R. Wheate (2014). *An evaluation of mass-balance methods applied to Castle Creek Glacier, British Columbia, Canada*. *Journal of Glaciology* 60(220), 262–276. DOI: 10.3189/2014jog13j091.
- Bertalmio, M., A. L. Bertozzi und G. Sapiro (2001). *Navier-Stokes, Fluid Dynamics, and Image and Video Inpainting*. *Computer Vision and Pattern Recognition - Proceedings of the IEEE Computer Society Conference*. Bd. 1. IEEE.

- Berthier, E, Y Arnaud, R Kumar, S Ahmad, P Wagnon und P Chevallier (2007). *Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India)*. Remote Sensing of Environment 108(3), 327–338. DOI: 10.1016/j.rse.2006.11.017.
- Berthier, E., E. Schiefer, G. K. C. Clarke, B. Menounos und F. Rémy (2010). *Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery*. Nature Geoscience 3(2), 92–95. DOI: 10.1038/ngeo737.
- Bhambri, R., T. Bolch, R. K. Chaujar und S. C. Kulshreshtha (2011). *Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing*. Journal of Glaciology 57(203), 543–556. DOI: 10.3189/002214311796905604.
- Bhattacharya, A., T. Bolch, K. Mukherjee, T. Pieczonka, J. Kropáček und M. F. Buchroithner (2016). *Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data*. Journal of Glaciology 62(236), 1115–1133. DOI: 10.1017/jog.2016.96.
- Bolch, T. (2007). *Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data*. Global and Planetary Change 56(1-2), 1–12. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.009.
- Bolch, T., M. Buchroithner, T. Pieczonka und A. Kunert (2008a). *Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data*. Journal of Glaciology 54(187), 592–600. DOI: 10.3189/002214308786570782.
- Bolch, T., M. F. Buchroithner, J. Peters, M. Baessler und S. Bajracharya (2008b). *Identification of glacier motion and potentially dangerous glacial lakes in the Mt. Everest region/Nepal using spaceborne imagery*. Natural Hazards and Earth System Science 8(6), 1329–1340. DOI: 10.5194/nhess-8-1329-2008.
- Bolch, T., T. Yao, S. Kang, M. F. Buchroithner, D. Scherer, F. Maussion, E. Huintjes und C. Schneider (2010a). *A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and the Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976–2009*. The Cryosphere 4(3), 419–433. DOI: 10.5194/tc-4-419-2010.
- Bolch, T., B. Menounos und R. Wheate (2010b). *Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005*. Remote Sensing of Environment 114(1), 127–137. DOI: 10.1016/j.rse.2009.08.015.
- Bolch, T., T. Pieczonka und D. I. Benn (2011a). *Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery*. The Cryosphere 5(2), 349–358. DOI: 10.5194/tc-5-349-2011.
- Bolch, T., J. Peters, A. Yegorov, B. Pradhan, M. Buchroithner und V. Blagoveshchensky (2011b). *Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan*. Nat Hazards 59(3), 1691–1714. DOI: 10.1007/s11069-011-9860-2.
- Bolch, T. (2015). *Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan*. LÄ«d i sneg 129(1), 28–39. DOI: 10.15356/2076-6734-2015-1-28-39.

- Bolch, T., T. Pieczonka, K. Mukherjee und J. Shea (2017). *Brief Communication: Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) have been nearly in balance since the 1970s*. The Cryosphere 11, 531–539. DOI: 10.5194/tc-11-531-2017.
- Bollmann, J., W. G. Koch und A. Lipinski (2002). *Lexikon der Kartographie und Geomatik - Band 2 Karto bis Z*. Heidelberg, Berlin: Spektrum Akademischer Verlag.
- Brunner, K. (2006). *Karten dokumentieren den Rückzug der Gletscher seit 1850*. Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie 17, 191–200.
- Buchroithner, M. F. und S. Walther (2007). *Multiparametric Cartographic Visualisation of Glacier Rheology*. The Cartographic Journal 44(4), 304–312. DOI: 10/dd3fjw.
- Changwei, X., D. Yongjian, C. Caiping und H. Tianding (2006). *Study on the change of Keqikaer Glacier during the last 30 years, Mt. Tuomuer, Western China*. Environmental Geology 51(7), 1165–1170. DOI: 10.1007/s00254-006-0407-x.
- Choros Laboratory (2014). *Scapetoad (1.1)*. <http://scapetoad.choros.ch/>. Zugriff: 25.02.2016.
- Cogley, J. G. (2009). *Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis*. Annals of Glaciology 50(50), 96–100. DOI: 10.3189/172756409787769744.
- Copland, L., T. Sylvestre, M. P. Bishop, J. F. Shroder, Y. B. Seong, L. A. Owen, A. Bush und U. Kamp (2011). *Expanded and Recently Increased Glacier Surging in the Karakoram*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 43(4), 503–516. DOI: 10.1657/1938-4246-43.4.503.
- Cox, L. H. und R. S. March (2004). *Comparison of geodetic and glaciological mass-balance techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A.* Journal of Glaciology 50(170), 363–370. DOI: 10.3189/172756504781829855.
- Csatho, B., T. Schenk, S. W. Shin und C. van der Veen (2002). *Investigating long-term behavior of Greenland outlet glaciers using high resolution satellite imagery*. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Institute of Electrical & Electronics Engineers (IEEE). DOI: 10.1109/igarss.2002.1025771.
- Doucette, P. und K. Beard (2000). *Exploring the capability of some GIS surface interpolators for DEM gap fill*. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 66(7), 881–888.
- Duethmann, D., C. Menz, T. Jiang und S. Vorogushyn (2016). *Projections for headwater catchments of the Tarim River reveal glacier retreat and decreasing surface water availability but uncertainties are large*. Environmental Research Letters 11(5), 054024. DOI: 10.1088/1748-9326/11/5/054024.
- Durham, R. B. (2015). *Declassified Black Projects*. Raleigh, North Carolina: Lulu.com.
- Erasov, N. V. (1968). *Method to determine the volume of mountain glaciers*. Materialy Glyat-siologicheskikh Issledovani: Khronika, Obsuzhdeniya 14, 307–308.
- Farinotti, D., M. Huss, A. Bauder, M. Funk und M. Truffer (2009). *A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers*. Journal of Glaciology 55(191), 422–430. DOI: 10.3189/002214309788816759.

- Farinotti, D., L. Longuevergne, G. Moholdt, D. Duethmann, T. Mölg, T. Bolch, S. Vorogushyn und A. Güntner (2015). *Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years*. *Nature Geoscience* 8(9), 716–722. DOI: 10.1038/ngeo2513.
- Fernández, A., J. Araos und J. Marín (2010). *Inventory and geometrical changes in small glaciers covering three Northern Patagonian summits using remote sensing and GIS techniques*. *Journal of Mountain Science* 7(1), 26–35. DOI: 10.1007/s11629-010-1066-7.
- Finsterwalder, R. (1953). *Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern*. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 2(2), 189–239.
- Fischer, A. (2009). *Calculation of glacier volume from sparse ice-thickness data, applied to Schaufelferner, Austria*. *Journal of Glaciology* 55(191), 453–460. DOI: 10/d7vzh2.
- Fischer, A. (2011). *Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale*. *The Cryosphere* 5(1), 107–124. DOI: 10.5194/tc-5-107-2011.
- Fischer, M., M. Huss und M. Hoelzle (2015). *Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980-2010*. *The Cryosphere* 9(2), 525–540. DOI: 10.5194/tc-9-525-2015.
- Frauenfelder, R. und A. Kääb (2009). *Glacier mapping from multi-temporal optical remote sensing data within the Brahmaputra river basin*. *Proceedings, 33rd International Symposium on Remote Sensing of Environment*.
- Frey, H., H. Machguth, M. Huss, C. Huggel, S. Bajracharya, T. Bolch, A. Kulkarni, A. Linsbauer, N. Salzmann und M. Stoffel (2014). *Estimating the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using different methods*. *The Cryosphere* 8(6), 2313–2333. DOI: 10.5194/tc-8-2313-2014.
- Fujita, K., N. Takeuchi, S. A. Nikitin, A. B. Surazakov, S. Okamoto, V. B. Aizen und J. Kubota (2011). *Favorable climatic regime for maintaining the present-day geometry of the Gregoriev Glacier, Inner Tien Shan*. *The Cryosphere* 5(3), 539–549. DOI: 10.5194/tc-5-539-2011.
- Gärtner-Roer, I., K. Naegeli, M. Huss, T. Knecht, H. Machguth und M. Zemp (2014). *A database of worldwide glacier thickness observations*. *Global and Planetary Change* 122, 330–344. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.09.003.
- Gardelle, J., E. Berthier und Y. Arnaud (2012a). *Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century*. *Nature Geoscience* 5(5), 322–325. DOI: 10.1038/ngeo1450.
- Gardelle, J., E. Berthier und Y. Arnaud (2012b). *Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing*. *Journal of Glaciology* 58(208), 419–422. DOI: 10.3189/2012jog11j175.
- Gardelle, J., E. Berthier, Y. Arnaud und A. Kääb (2013). *Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999-2011*. *The Cryosphere* 7(4), 1263–1286. DOI: 10.5194/tc-7-1263-2013.
- Gardner, A. S., G. Moholdt, J. G. Cogley, B. Wouters, A. A. Arendt, J. Wahr, E. Berthier, R. Hock, W. T. Pfeffer, G. Kaser, S. R. M. Ligtenberg, T. Bolch, M. J. Sharp, J. O. Hagen, M. R. van den Broeke und F. Paul (2013). *A Reconciled Estimate of Glacier Contributions*

- to Sea Level Rise: 2003 to 2009*. Science 340(6134), 852–857. DOI: 10.1126/science.1234532.
- Goerlich, F., T. Bolch, K. Mukherjee und T. Pieczonka (2017). *Glacier mass loss during the 1960s and 70s in the Ak-Shirak Range (Kyrgyzstan) from multiple stereoscopic Corona and Hexagon imagery*. Remote Sensing 9(3). DOI: 10.3390/rs9030275.
- Grinsted, A. (2013). *An estimate of global glacier volume*. The Cryosphere 7(1), 141–151. DOI: 10.5194/tc-7-141-2013.
- Grosse, G., L. Schirmer, V. V. Kunitzky und H.-W. Hubberten (2005). *The use of CO-RONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: an illustration from the NE Siberian coast*. Permafrost Periglac. Process. 16(2), 163–172. DOI: 10.1002/ppp.509.
- Guo, W., S. Liu, J. Xu, L. Wu, D. Shangguan, X. Yao, J. Wei, W. Bao, P. Yu, Q. Liu und Z. Jiang (2015). *The second Chinese glacier inventory: data, methods and results*. Journal of Glaciology 61(226), 357–372. DOI: 10.3189/2015jog14j209.
- Haerberli, W. (2016). *Brief communication: On area- and slope-related thickness estimates and volume calculations for unmeasured glaciers*. The Cryosphere Discussions, 1–18. DOI: 10.5194/tc-2015-222.
- Hagg, W. J., L. N. Braun, V. N. Uvarov und K. G. Makarevich (2004). *A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia*. Journal of Glaciology 50(171), 505–510. DOI: 10.3189/172756504781829783.
- Hanshaw, M. N. und B. Bookhagen (2014). *Glacial areas, lake areas, and snow lines from 1975 to 2012: status of the Cordillera Vilcanota, including the Quelccaya Ice Cap, northern central Andes, Peru*. The Cryosphere 8(2), 359–376. DOI: 10.5194/tc-8-359-2014.
- Hirschmuller, H. (2005). *Accurate and Efficient Stereo Processing by Semi-Global Matching and Mutual Information*. 2005 IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR'05). Institute of Electrical und Electronics Engineers (IEEE). DOI: 10.1109/cvpr.2005.56.
- Hock, R. und H. Jensen (1999). *Application of Kriging Interpolation for Glacier Mass Balance Computations*. Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography 81(4), 611–619. DOI: 10.1111/1468-0459.00089.
- Höhle, J. und M. Höhle (2009). *Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 64(4), 398–406. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003.
- Holzer, N., S. Vijay, T. Yao, B. Xu, M. Buchroithner und T. Bolch (2015). *Four decades of glacier variations at Muztagh Ata (eastern Pamir): a multi-sensor study including Hexagon KH-9 and Pléiades data*. The Cryosphere 9(6), 2071–2088. DOI: 10.5194/tc-9-2071-2015.
- Huss, M. und D. Farinotti (2012). *Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe*. J. Geophys. Res. 117(F4). DOI: 10.1029/2012jf002523.
- Huss, M. (2013). *Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change*. The Cryosphere 7(3), 877–887. DOI: 10.5194/tc-7-877-2013.

- Jacob, T., J. Wahr, W. T. Pfeffer und S. Swenson (2012). *Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise*. Nature 482(7386), 514–518. DOI: 10.1038/nature10847.
- Jäkel, A. (2012). *Angewandte Inpainting Verfahren zum Auffüllen von Aufdeckungen bei der 3D-Stereosynthese*. Diplomarbeit. Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Informatik.
- Jarvis, A., H. Reuter, A. Nelson und E. Guevara (2008). *Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database*. Techn. Ber. Consortium for Spatial Information.
- Jenks, G. F. und M. R. C. Coulson (1963). *Class Intervals for Statistical Maps*. International Yearbook of Cartography 3.
- Jiang, Z., S. Liu, X. Wang, J. Lin und S. Long (2011). *Applying SAR interferometric coherence to outline debris-covered glacier*. 19th International Conference on Geoinformatics. Institute of Electrical & Electronics Engineers (IEEE). DOI: 10.1109/geoinformatics.2011.5981184.
- Jing, Z., K. Jiao, T. Yao, N. Wang und Z. Li (2006). *Mass balance and recession of Ürümqi glacier No. 1, Tien Shan, China, over the last 45 years*. Annals of Glaciology 43(1), 214–217. DOI: 10.3189/172756406781811899.
- Jones, E., T. Oliphant, P. Peterson et al. (2001). *SciPy: Open source scientific tools for Python*. [Online; accessed 2017-02-01].
- Joughin, I., I. Howat, R. B. Alley, G. Ekstrom, M. Fahnestock, T. Moon, M. Nettles, M. Truffer und V. C. Tsai (2008). *Ice-front variation and tidewater behavior on Helheim and Kangerdlugssuaq Glaciers, Greenland*. Journal of Geophysical Research 113(F1). DOI: 10.1029/2007jf000837.
- Kääb, A. (1998). *Visualisierung glazialer und periglazialer Prozesse: Probleme und Ansätze*. Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie 11, 94–101.
- Kääb, A., C. Huggel, F. Paul, R. Wessels, B. Raup, H. Kieffer und J. Kargel (2002). *Glacier monitoring from ASTER imagery: Accuracy and applications*. Proc. EARSeL-LISSIG-Workshop observing our Cryosphere from Space. Hrsg. von R. Reuter, 43–53.
- Kääb, A., E. Berthier, C. Nuth, J. Gardelle und Y. Arnaud (2012). *Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas*. Nature 488(7412), 495–498. DOI: 10.1038/nature11324.
- Kääb, A., D. Treichler, C. Nuth und E. Berthier (2015). *Brief Communication: Contending estimates of 2003-2008 glacier mass balance over the Pamir–Karakoram–Himalaya*. The Cryosphere 9(2), 557–564. DOI: 10.5194/tc-9-557-2015.
- Kargel, J. S., G. J. Leonard, M. P. Bishop, A. Kääb und B. H. Raup (2014). *Global Land Ice Measurements from Space*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- Kaufmann, V. und W. Sulzer (1997). *Über die Nutzungsmöglichkeit hochauflösender amerikanischer Spionage-Satellitenbilder (1960-1972)*. Österreichische Zeitschrift für Vermessung und Geoinformation 85(3), 166–174.

- Keshri, A. K., A. Shukla und R. P. Gupta (2009). *ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping*. International Journal of Remote Sensing 30(2), 519–524. DOI: 10.1080/01431160802385459.
- Khromova, T. E. (2003). *Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery*. Geophys. Res. Lett. 30(16). DOI: 10.1029/2003gl017233.
- Kienholz, C., R. Hock und A. A. Arendt (2013). *A new semi-automatic approach for dividing glacier complexes into individual glaciers*. Journal of Glaciology 59(217), 925–937. DOI: 10.3189/2013jog12j138.
- Koblet, T., I. Gärtner-Roer, M. Zemp, P. Jansson, P. Thee, W. Haeberli und P. Holmlund (2010). *Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-1999) - Part 2: Determination of length, area, and volume changes*. The Cryosphere 4(3), 333–343. DOI: 10.5194/tc-4-333-2010.
- Kotlyakov, V. M., A. M. Dyakova, V. S. Koryakin, V. I. Kravtsova, G. B. Osipova, G. M. Varnakova, V. N. Vinogradov, O. N. Vinogradov und N. M. Zverkova (2010). *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. Hrsg. von R. S. Williams und J. G. Ferrigno. U.S. Geological Survey Professional Paper. Kap. Glaciers of Asia - Glaciers of the Former Soviet Union. 1386-F-1.
- Kriegel, D., C. Mayer, W. Hagg, S. Vorogushyn, D. Duethmann, A. Gafurov und D. Farinotti (2013). *Changes in glacierisation, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia*. Global and Planetary Change 110, 51–61. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2013.05.014.
- Krimmel, R. M. (1999). *Analysis of Difference Between Direct and Geodetic Mass Balance Measurements at South Cascade Glacier, Washington*. Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography 81(4), 653–658. DOI: 10.1111/1468-0459.00093.
- Kronenberg, M., M. Barandun, M. Hoelzle, M. Huss, D. Farinotti, E. Azisov, R. Usubaliev, A. Gafurov, D. Petrakov und A. Kääh (2016). *Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014*. Annals of Glaciology 57(71), 92–102. DOI: 10.3189/2016aog71a032.
- Krysanova, V., M. Wortmann, T. Bolch, B. Merz, D. Duethmann, J. Walter, S. Huang, J. Tong, S. Buda und Z. W. Kundzewicz (2015). *Analysis of current trends in climate parameters, river discharge and glaciers in the Aksu River basin (Central Asia)*. Hydrological Sciences Journal 60(4), 566–590. DOI: 10.1080/02626667.2014.925559.
- Küppers, H. (1987). *Farbe: Ursprung - Systematik - Anwendung; Einführung in die Farbenlehre*. München: Verlag Georg D. W. Callwey.
- Lambrecht, A., C. Mayer, W. Hagg, V. Popovnin, A. Rezepkin, N. Lomidze und D. Svanadze (2011). *A comparison of glacier melt on debris-covered glaciers in the northern and southern Caucasus*. The Cryosphere 5(3), 525–538. DOI: 10.5194/tc-5-525-2011.

- Lamsal, D., T. Sawagaki und T. Watanabe (2011). *Digital terrain modelling using Corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal*. Journal of Mountain Science 8(3), 390–402. DOI: 10.1007/s11629-011-2064-0.
- Li, B., A.-X. Zhu, Y. Zhang, T. Pei, C. Qin und C. Zhou (2006). *Glacier change over the past four decades in the middle Chinese Tien Shan*. Journal of Glaciology 52(178), 425–432. DOI: 10.3189/172756506781828557.
- Li, H., F. Ng, Z. Li, D. Qin und G. Cheng (2012). *An extended “perfect-plasticity” method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 117(F1). DOI: 10.1029/2011jf002104.
- Linsbauer, A., F. Paul und W. Haeberli (2012). *Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach*. J. Geophys. Res. 117(F3). DOI: 10.1029/2011jf002313.
- Liu, S., S. Wenxin, S. Yongping und L. Gang (2003). *Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply*. Journal of Glaciology 49, 117–124.
- Ma, L., L. Tian, J. Pu und P. Wang (2010). *Recent area and ice volume change of Kangwure Glacier in the middle of Himalayas*. Chinese Science Bulletin 55(20), 2088–2096. DOI: 10.1007/s11434-010-3211-7.
- Macheret, Y. Y., P. A. Cherkasov und L. I. Bobrova (1988). *The thickness and volume of Dzhungarskiy Alatau glaciers from airborne radio-echo-sounding data*. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy: Khronika, Obsuzhdeniya 62, 59–71.
- Manley, F. (2008). *Geospatial inventory and analysis of glaciers: A case study for the eastern Alaska Range*. Glaciers of Alaska: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. Hrsg. von R. S. Williams und J. G. Ferrigno. Bd. 7. USGS Professional Paper 1386-K, K424–K439.
- Marshall, S. J., E. C. White, M. N. Demuth, T. Bolch, R. Wheate, B. Menounos, M. J. Beedle und J. M. Shea (2011). *Glacier Water Resources on the Eastern Slopes of the Canadian Rocky Mountains*. Canadian Water Resources Journal 36(2), 109–134. DOI: 10.4296/cwrj3602823.
- Maurer, J. und S. Rupper (2015). *Tapping into the Hexagon spy imagery database: A new automated pipeline for geomorphic change detection*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 108, 113–127. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2015.06.008.
- Maurer, J. M., S. B. Rupper und J. M. Schaefer (2016). *Quantifying ice loss in the eastern Himalayas since 1974 using declassified spy satellite imagery*. The Cryosphere 10(5), 2203–2215. DOI: 10.5194/tc-10-2203-2016.
- Mayer, C., A. Lambrecht, W. Hagg und Y. Narozhny (2011). *Glacial debris cover and melt water production for glaciers in the Altay, Russia*. The Cryosphere Discussions 5(1), 401–430. DOI: 10.5194/tcd-5-401-2011.
- McNabb, R., R. Hock, S. O'Neel, L. Rasmussen, Y. Ahn, M. Braun, H. Conway, S. Herreid, I. Joughin, W. Pfeffer, B. Smith und M. Truffer (2012). *Using surface velocities to calculate*

- ice thickness and bed topography: a case study at Columbia Glacier, Alaska, USA*. Journal of Glaciology 58(212), 1151–1164. DOI: 10.3189/2012jog11j249.
- Mukherjee, K., T. Bolch, F. Goerlich, S. Kutuzov, A. Osmonov, T. Pieczonka und I. Shesterova (2017). *Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia)*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 49(1). In-Press, 147–171. DOI: 10.1657/AAAR0016-021.
- Muskett, R. R., C. S. Lingle, J. M. Sauber, A. S. Post, W. V. Tangborn, B. T. Rabus und K. A. Echelmeyer (2009). *Airborne and spaceborne DEM- and laser altimetry-derived surface elevation and volume changes of the Bering Glacier system, Alaska, USA, and Yukon, Canada, 1972–2006*. Journal of Glaciology 55(190), 316–326. DOI: 10.3189/002214309788608750.
- Nainwal, H. C., A. Banerjee, R. Shankar, P. Semwal und T. Sharma (2015). *Shrinkage of Satopanth and Bhagirath Kharak Glaciers, India, from 1936 to 2013*. Annals of Glaciology 57(71), 131–139. DOI: 10.3189/2016aog71a015.
- Narama, C., A. Kääb, M. Duishonakunov und K. Abdrakhmatov (2010). *Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data*. Global and Planetary Change 71(1-2), 42–54. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2009.08.002.
- Neckel, N, J Kropáček, T Bolch und V Hochschild (2014). *Glacier mass changes on the Tibetan Plateau 2003–2009 derived from ICESat laser altimetry measurements*. Environmental Research Letters 9(1), 014009. DOI: 10.1088/1748-9326/9/1/014009.
- Nuimura, T., A. Sakai, K. Taniguchi, H. Nagai, D. Lamsal, S. Tsutaki, A. Kozawa, Y. Hoshina, S. Takenaka, S. Omiya, K. Tsunematsu, P. Tshering und K. Fujita (2015). *The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers*. The Cryosphere 9(3), 849–864. DOI: 10.5194/tc-9-849-2015.
- Nuth, C. und A. Kääb (2011). *Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change*. The Cryosphere 5(1), 271–290. DOI: 10.5194/tc-5-271-2011.
- Bradski, G. (2000). *OpenCV*. Dr. Dobb’s Journal of Software Tools.
- Osmonov, A., T. Bolch, C. Xi, A. Kurban und W. Guo (2013). *Glacier characteristics and changes in the Sary-Jaz River Basin (Central Tien Shan, Kyrgyzstan) – 1990–2010*. Remote Sensing Letters 4(8), 725–734. DOI: 10.1080/2150704x.2013.789146.
- Paul, F., C. Huggel und A. Kääb (2004). *Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers*. Remote Sensing of Environment 89(4), 510–518. DOI: 10.1016/j.rse.2003.11.007.
- Paul, F. und W. Haeberli (2008). *Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models*. Geophys. Res. Lett. 35(21). DOI: 10.1029/2008g1034718.
- Paul, F., R. Barry, J. Cogley, H. Frey, W. Haeberli, A. Ohmura, C. Ommanney, B. Raup, A. Rivera und M. Zemp (2009). *Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources*. Annals of Glaciology 50(53), 119–126. DOI: 10.3189/172756410790595778.

- Paul, F. (2010). *The influence of changes in glacier extent and surface elevation on modeled mass balance*. The Cryosphere 4(4), 569–581. DOI: 10.5194/tc-4-569-2010.
- Paul, F., N. Barrand, S. Baumann, E. Berthier, T. Bolch, K. Casey, H. Frey, S. Joshi, V. Konovalov, R. L. Bris, N. Mölg, G. Nosenko, C. Nuth, A. Pope, A. Racoviteanu, P. Rastner, B. Raup, K. Scharrer, S. Steffen und S. Winsvold (2013). *On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data*. Annals of Glaciology 54(63), 171–182. DOI: 10.3189/2013aog63a296.
- Paul, F., T. Bolch, K. Briggs, A. Kääh, M. McMillan, R. McNabb, T. Nagler, C. Nuth, P. Rastner, T. Strozzi und J. Wuite (2017). *Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project*. Remote Sensing of Environment 203, 256–275. DOI: 10.1016/j.rse.2017.08.038.
- Peduzzi, P., C. Herold und W. Silverio (2010). *Assessing high altitude glacier thickness, volume and area changes using field, GIS and remote sensing techniques: the case of Nevado Coropuna (Peru)*. The Cryosphere 4(3), 313–323. DOI: 10.5194/tc-4-313-2010.
- Pellicciotti, F., C. Stephan, E. Miles, S. Herreid, W. W. Immerzeel und T. Bolch (2015). *Mass-balance changes of the debris-covered glaciers in the Langtang Himal, Nepal, from 1974 to 1999*. Journal of Glaciology 61(226), 373–386. DOI: 10.3189/2015jog13j237.
- Petrakov, D., A. Shpuntova, A. Aleinikov, A. Kääh, S. Kutuzov, I. Lavrentiev, M. Stoffel, O. Tutubalina und R. Usabaliev (2016). *Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013*. Science of The Total Environment 562, 364–378. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.162.
- Pfeffer, W. T., A. A. Arendt, A. Bliss, T. Bolch, J. G. Cogley, A. S. Gardner, J.-O. Hagen, R. Hock, G. Kaser, C. Kienholz, E. S. Miles, G. Moholdt, N. Mölg, F. Paul, V. Radić, P. Rastner, B. H. Raup, J. Rich und M. J. Sharp (2014). *The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers*. Journal of Glaciology 60(221), 537–552. DOI: 10.3189/2014jog13j176.
- Pieczonka, T. (2008). *DGM-Generierung und Erfassung der Gletschervolumenänderungen im Khumbu Himal anhand von CORONA-Daten*. Studienarbeit. Technische Universität Dresden, Institut für Kartographie.
- Pieczonka, T. (2009). *Generierung von multitemporalen digitalen Geländemodellen aus optischen Fernerkundungsdaten für das Gletschermonitoring im Mt. Everest Gebiet*. Diplomarbeit. Technische Universität Dresden, Institut für Kartographie.
- Pieczonka, T., T. Bolch und M. Buchroithner (2011). *Generation and evaluation of multitemporal digital terrain models of the Mt. Everest area from different optical sensors*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 66(6), 927–940. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2011.07.003.
- Pieczonka, T., T. Bolch, J. Wei und S. Liu (2013). *Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009*

- SPOT-5 stereo imagery*. Remote Sensing of Environment 130, 233–244. DOI: 10.1016/j.rse.2012.11.020.
- Pieczonka, T. und T. Bolch (2015). *Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery*. Global and Planetary Change 128, 1–13. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.014.
- Pieczonka, T., T. Bolch, M. Kröhnert, J. Peters und S. Liu (in review). *Glacier branch lines and glacier ice thickness estimation for debris-covered glaciers in the Central Tien Shan*. Journal of Glaciology.
- Pressel, P. (2013). *Meeting the Challenge - The Hexagon KH-9 Reconnaissance Satellite*. Reston, Virginia: American Institute of Aeronautics und Astronautics Inc.
- Pressel, P. (2013a). *Spy in the Sky - The KH-9 Hexagon*. Optics & Photonics News, 28–35.
- Racoviteanu, A. E., F. Paul, B. Raup, S. J. S. Khalsa und R. Armstrong (2009). *Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA*. Annals of Glaciology 50(53), 53–69. DOI: 10.3189/172756410790595804.
- Racoviteanu, A. und M. W. Williams (2012). *Decision tree and texture analysis for mapping debris-covered glaciers: a case study from Kangchenjunga, eastern Himalaya*. Remote Sensing Special Issue 4, 3078–3109.
- Racoviteanu, A. E., Y. Arnaud, M. W. Williams und W. F. Manley (2015). *Spatial patterns in glacier characteristics and area changes from 1962 to 2006 in the Kanchenjunga–Sikkim area, eastern Himalaya*. The Cryosphere 9(2), 505–523. DOI: 10.5194/tc-9-505-2015.
- Radić, V. und R. Hock (2010). *Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data*. Journal of Geophysical Research 115(F1). DOI: 10.1029/2009jf001373.
- Ragettli, S., T. Bolch und F. Pellicciotti (2016). *Heterogeneous glacier thinning patterns over the last 40 years in Langtang Himal, Nepal*. The Cryosphere 10(5), 2075–2097. DOI: 10.5194/tc-10-2075-2016.
- Rase, W.-D. (2001). *Kartographische Anamorphosen und andere nichtlineare Darstellungen*. Kartographische Bausteine 19, 31–38.
- Rastner, P., T. Bolch, C. Notarnicola und F. Paul (2014). *A comparison of pixel- and object-based glacier classification with optical satellite images*. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing 7, 853–862.
- Raup, B., A. Racoviteanu, S. J. S. Khalsa, C. Helm, R. Armstrong und Y. Arnaud (2007). *The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change*. Global and Planetary Change 56(1-2), 101–110. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.018.
- Reuter, H. I., A. Nelson und A. Jarvis (2007). *An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data*. International Journal of Geographical Information Science 21(9), 983–1008. DOI: 10.1080/13658810601169899.

- Rivera, A., G. Casassa, J. Bamber und A. Kääh (2005). *Ice-elevation changes of Glaciar Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data*. Journal of Glaciology 51(172), 105–112. DOI: 10.3189/172756505781829557.
- Rivera, A., M. Koppes, C. Bravo und J. C. Aravena (2012). *Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia*. Climate of the Past 8(2), 403–414. DOI: 10.5194/cp-8-403-2012.
- Robson, B., D. Hölbling, C. Nuth, T. Stozzi und S. Dahl (2016). *Decadal Scale Changes in Glacier Area in the Hohe Tauern National Park (Austria) Determined by Object-Based Image Analysis*. Remote Sensing 8(1), 67. DOI: 10.3390/rs8010067.
- Rolstad, C., T. Haug und B. Denby (2009). *Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway*. Journal of Glaciology 55(192), 666–680. DOI: 10.3189/002214309789470950.
- Ruffner, K. C., Hrsg. (2005). *Corona: America's First Satellite Program*. New York: Morgan James Publishing.
- Schiefer, E., B. Menounos und R. Wheate (2007). *Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada*. Geophys. Res. Lett. 34(16), n/a–n/a. DOI: 10.1029/2007g1030780.
- Schiefer, E., B. Menounos und R. Wheate (2008). *An inventory and morphometric analysis of British Columbia glaciers, Canada*. Journal of Glaciology 54(186), 551–560. DOI: 10.3189/002214308785836995.
- Schmidt, S. und M. Nüsser (2012). *Changes of High Altitude Glaciers from 1969 to 2010 in the Trans-Himalayan Kang Yatze Massif, Ladakh, Northwest India*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 44(1), 107–121. DOI: 10.1657/1938-4246-44.1.107.
- Scholz, E., G. Tanner und R. Jänckel (1983). *Einführung in die Kartographie und Luftbildinterpretation*. Gotha: VEB Hermann Haack, Geographisch-Kartographische Anstalt.
- Schoppmeyer, J. (2001). *Allgemeine und kartographische Farbtheorie*. Kartographische Bausteine 19, 58–67.
- Schwitzer, M. P. und C. F. Raymond (1993). *Changes in the longitudinal profiles of glaciers during advance and retreat*. Journal of Glaciology 39(133), 582–590.
- Shangguan, D. H., T. Bolch, Y. J. Ding, M. Kröhnert, T. Pieczonka, H. U. Wetzel und S. Y. Liu (2015). *Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tian Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data*. The Cryosphere 9(2), 703–717. DOI: 10.5194/tc-9-703-2015.
- She, J., Y. Zhang, X. Li und Y. Chen (2014). *Changes in snow and glacier cover in an arid watershed of the western Kunlun Mountains using multisource remote-sensing data*. International Journal of Remote Sensing 35(1), 234–252. DOI: 10.1080/01431161.2013.866296.
- Slater, J. A., B. Heady, G. Kroenung, W. Curtis, J. Haase, D. Hoegemann, C. Shockley und K. Tracy (2011). *Global Assessment of the New ASTER Global Digital Elevation Model*. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 77(4), 335–349. DOI: 10.14358/pers.77.4.335.

- Smith, T., B. Bookhagen und F. Cannon (2015). *Improving semi-automated glacier mapping with a multi-method approach: applications in central Asia*. *The Cryosphere* 9(5), 1747–1759. DOI: 10.5194/tc-9-1747-2015.
- Sohn, H.-G., K. C. Jezek und C. J. van der Veen (1998). *Jakobshavn Glacier, west Greenland: 30 years of spaceborne observations*. *Geophys. Res. Lett.* 25(14), 2699–2702. DOI: 10.1029/98gl01973.
- Sorg, A., T. Bolch, M. Stoffel, O. Solomina und M. Beniston (2012). *Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia)*. *Nature Climate Change* 2(10), 725–731. DOI: 10.1038/nclimate1592.
- Stokes, C. R., S. D. Gurney, M. Shahgedanova und V. Popovnin (2006). *Late-20th-century changes in glacier extent in the Caucasus Mountains, Russia/Georgia*. *Journal of Glaciology* 52(176), 99–109. DOI: 10.3189/172756506781828827.
- Su, Z., L. Ding und C. Liu (1984). *Glacier thickness and its reserves calculation on Tianshan Mountains*. *Xinjiang Geography* 7(2), 37–44.
- Sugiyama, S., K. Fukui, K. Fujita, K. Tone und S. Yamaguchi (2013). *Changes in ice thickness and flow velocity of Yala Glacier, Langtang Himal, Nepal, from 1982 to 2009*. *Annals of Glaciology* 54(64), 157–162. DOI: 10.3189/2013aog64a111.
- Surazakov, A. und V. Aizen (2006). *Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44(10), 2991–2995. DOI: 10.1109/tgrs.2006.875357.
- Surazakov, A. B., V. B. Aizen, E. M. Aizen und S. A. Nikitin (2007). *Glacier changes in the Siberian Altai Mountains, Ob river basin, (1952–2006) estimated with high resolution imagery*. *Environmental Research Letters* 2(4), 045017. DOI: 10.1088/1748-9326/2/4/045017.
- Surazakov, A. und V. Aizen (2010). *Positional Accuracy Evaluation of Declassified Hexagon KH-9 Mapping Camera Imagery*. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 76(5), 603–608. DOI: 10.14358/pers.76.5.603.
- Tangborn, W. V., R. M. Krimmel und M. F. Meier (1971). *A comparison of glacier mass balance by glaciological, hydrological and mapping methods, South Cascade Glacier, Washington*. *Proceedings of the Moscow Snow and Ice-Symposium*.
- Taschner, S. und R. Ranzi (2002). *Comparing the opportunities of Landsat-TM and Aster data for monitoring a debris covered glacier in the Italian Alps within the GLIMS project*. *Proceedings of the 22nd International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 24–28 June 2002, Toronto, Canada. Bd. 2, 1044–1046.
- Thakuri, S., F. Salerno, C. Smiraglia, T. Bolch, C. D. Agata, G. Viviano und G. Tartari (2014). *Tracing glacier changes since the 1960s on the south slope of Mt. Everest (central Southern Himalaya) using optical satellite imagery*. *The Cryosphere* 8(4), 1297–1315. DOI: 10.5194/tc-8-1297-2014.

- Thibert, E., R. Blanc, C. Vincent und N. Eckert (2008). *Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps*. *Journal of Glaciology* 54(186), 522–532. DOI: 10.3189/002214308785837093.
- Vincent, C., A. Ramanathan, P. Wagnon, D. P. Dobhal, A. Linda, E. Berthier, P. Sharma, Y. Arnaud, M. F. Azam, P. G. Jose und J. Gardelle (2013). *Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss*. *The Cryosphere* 7(2), 569–582. DOI: 10.5194/tc-7-569-2013.
- Wang, P., Z. Li, W. Wang, H. Li, P. Zhou und S. Jin (2013). *Changes of six selected glaciers in the Tomor region, Tian Shan, Central Asia, over the past ~50 years, using high-resolution remote sensing images and field surveying*. *Quaternary International* 311, 123–131. DOI: 10.1016/j.quaint.2013.04.031.
- Wang, P., Z. Li, H. Li, W. Wang und H. Yao (2014). *Comparison of glaciological and geodetic mass balance at Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, Central Asia*. *Global and Planetary Change* 114, 14–22. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.01.001.
- Welch, G. F. und L. S. McChristian (1982). *Hexagon (KH-9) Mapping Camera Program and Evolution*. <http://www.nro.gov/foia/declass/mapping1.pdf>. Zugriff: 25.02.2016.
- Xu, J., S. Liu, S. Zhang, W. Guo und J. Wang (2013). *Recent Changes in Glacial Area and Volume on Tuanjiefeng Peak Region of Qilian Mountains, China*. *PLoS ONE* 8(8). Hrsg. von Q. Sun, e70574. DOI: 10.1371/journal.pone.0070574.
- Yaning, C., X. Changchun, H. Xingming, L. Weihong, C. Yapeng, Z. Chenggang und Y. Zhaoxia (2009). *Fifty-year climate change and its effect on annual runoff in the Tarim River Basin, China*. *Quaternary International* 208(1-2), 53–61. DOI: 10.1016/j.quaint.2008.11.011.
- Yao, T., L. Thompson, W. Yang, W. Yu, Y. Gao, X. Guo, X. Yang, K. Duan, H. Zhao, B. Xu, J. Pu, A. Lu, Y. Xiang, D. B. Kattel und D. Joswiak (2012). *Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings*. *Nature Climate Change* 2(9), 663–667. DOI: 10.1038/nclimate1580.
- Zeeberg, J. und S. Forman (2001). *Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century*. *The Holocene* 11(2), 161–175. DOI: 10.1191/095968301676173261.
- Zemp, M., P. Jansson, P. Holmlund, I. Gärtner-Roer, T. Koblet, P. Thee und W. Haeberli (2010). *Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-1999) - Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances*. *The Cryosphere* 4(3), 345–357. DOI: 10.5194/tc-4-345-2010.
- Zemp, M., S. U. Nussbaum, K. Naegeli, I. Gärtner-Roer, F. Paul, M. Hoelzle und W. Haeberli (2013). *Fluctuations of Glaciers Database*. DOI: 10.5904/wgms-fog-2013-11.
- Zemp, M., H. Frey, I. Gärtner-Roer, S. U. Nussbaumer, M. Hoelzle, F. Paul, W. Haeberli, F. Denzinger, A. P. Ahlstrøm, B. Anderson, S. Bajracharya, C. Baroni, L. N. Braun, B. E. Cáceres, G. Casassa, G. Cobos, L. R. Dávila, H. D. Granados, M. N. Demuth, L. Espizua, A. Fischer, K. Fujita, B. Gadek, A. Ghazanfar, J. O. Hagen, P. Holmlund, N. Karimi,

- Z. Li, M. Peltó, P. Pitte, V. V. Popovnin, C. A. Portocarrero, R. Prinz, C. V. Sangewar, I. Severskiy, O. Sigurðsson, A. Soruco, R. Usubaliev und C. Vincent (2015). *Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century*. Journal of Glaciology 61(228), 745–762. DOI: 10.3189/2015jog15j017.
- Zhou, Q. und Y. Chen (2011). *Generalization of DEM for terrain analysis using a compound method*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 66(1), 38–45. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2010.08.005.
- Zhou, Y., Z. Li und J. Li (2017). *Slight glacier mass loss in the Karakoram region during the 1970s to 2000 revealed by KH-9 images and SRTM DEM*. Journal of Glaciology, 1–12. DOI: 10.1017/jog.2016.142.