



Universität Potsdam

Institut für Erd- und Umweltwissenschaften

**Fernerkundungs- und GIS-basierte Analyse der  
raum-zeitlichen Entwicklung von  
Thermoerosionstälern im Lena-Delta**

Masterarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science (M.Sc.)

im Fach

Geologie des Fachbereichs Geowissenschaften

eingereicht von

**Lilian Pollozek**

Matr. Nr. 768960

geboren am 12.05.1989

**Berlin, den 15.06.2015**

1. Dr. Anne Morgenstern

2. apl. Prof. Dr. Bernhard Diekmann



## EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Hiermit versichere ich, dass ich die Arbeit zur Erlangung des Master of Science selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Alle Ausführungen, die anderen Schriften wörtlich oder sinngemäß entnommen wurden, kenntlich gemacht sind und die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Fassung noch nicht Bestandteil einer Studien- oder Prüfungsleistung war.

---

Ort, Datum

---

Lilian Pollozek



# Inhaltsverzeichnis

I.	Abbildungsverzeichnis .....	IV
II.	Tabellenverzeichnis .....	VI
III.	Abkürzungsverzeichnis .....	VII
	Kurzfassung .....	1
1.	Einleitung und Fragestellung .....	3
2.	Permafrost und Permafrostdegradation .....	5
2.1	Eiskomplex und Yedoma .....	5
2.2	Grundeistypen .....	6
2.3	Permafrostdegradation .....	8
3.	Das Untersuchungsgebiet .....	11
3.1	Geographische Lage und Hydrologie des Lena-Deltas .....	11
3.2	Geomorphologische Einheiten .....	12
3.3	Geologisch-Tektonischer Überblick .....	14
3.4	Klima .....	16
3.5	Vegetation .....	18
4.	Material und Methoden .....	20
4.1	Fernerkundungsdaten .....	20
4.2	Software .....	23
4.3	Vorprozessierung .....	24
4.3.1	Georeferenzierung .....	25
4.3.2	Orthorektifizierung basierend auf dem Toutin´s Modell .....	26
4.4	Kartierung & <i>Change Detection</i> der Thermoerosionstäler .....	27
4.4.1	Visualisierung der regionspezifischen Thermoerosionstaldichte und Tallängenzunahme .....	28
4.4.2	Untersuchung des Zusammenhangs: Thermoerosionstaldichte vs. Tallängenzunahme .....	29
4.5	Atmosphärenkorrektur .....	30

4.6	Klassifikation der Schneebedeckung mittels <i>Density Slicing</i> -Methode .....	31
4.6.1	Durchführung der <i>Density Slicing</i> -Klassifikation.....	31
4.6.2	Quantifizierung der schneebedeckten Regionen .....	36
4.6.3	<i>Change Detection</i> der Schneebedeckung .....	37
4.7	Bestimmung des NDVI zur Ableitung von Thermoerosionsraten.....	37
4.8	Bestimmung des Zusammenhangs zwischen Schneebedeckung und NDVI.....	40
4.8.1	Ermittlung der statistischen Signifikanz mittels <i>t-Test</i> .....	40
4.8.2	<i>Chi-Quadrat-Normalverteilungstest</i> .....	42
4.8.3	Datenaufbereitung und Durchführung des <i>t-Tests</i> .....	45
5.	Ergebnisse .....	47
5.1	Kartierung & <i>Change Detection</i> .....	47
5.1.1	Kartierung & <i>Change Detection</i> im Zeitraum zwischen 1975 und 2010/11.....	47
5.1.2	Hochaufgelöste Fallstudie Kurungnakhs.....	51
5.1.3	Zusammenhang zwischen Thermoerosionstaldichte und Längenzunahme der Täler.....	52
5.2	Klassifikation der Schneebedeckung .....	54
5.3	Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und längenmäßiger Ausdehnung der Thermoerosionstäler .....	58
5.4	Visuelle Auswertung .....	59
5.4.1	Auffälligkeiten beim Vorkommen schneebedeckter bzw. schneefreier Täler.....	59
5.4.2	Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und Morphologie der Thermoerosionstäler.....	61
5.5	Regionale Charakteristika des NDVI & Abhängigkeit von der Schneebedeckung .....	61
5.5.1	Darstellung des NDVI: Tundra vs. Thermoerosionstäler des Eiskomplexes.....	61
5.5.2	<i>Chi-Quadrat-Normalverteilungs-</i> und <i>t-Test</i> .....	64
6.	Diskussion.....	66
6.1	Qualität der Satellitendaten und Anwendbarkeit der Fernerkundungs- und GIS- Methoden.....	66
6.2	Regionale Unterschiede der Schneebedeckung .....	68
6.3	Interpretation der regionalen Variationen des NDVI .....	70
6.4	Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und NDVI.....	73

6.5 Interpretation der räumlichen Ausdehnung der Thermoerosionstäler von 1964 bzw. 1975 bis 2010/11 .....	74
6.5.1 Einflussfaktoren auf die Längenzunahme der Thermoerosionstäler.....	74
6.5.2 Interpretation der unterschiedlichen Längenzunahmen der Thermoerosionstäler in den beiden Betrachtungszeiträumen.....	77
6.6 Hypothesen zum zukünftigen Entwicklungstrend der Thermoerosionstäler.....	78
7. Schlussfolgerung .....	79
8. Ausblick.....	81
9. Literatur .....	82

## **Anhang**

Anhang I: Ergebnisse des *Chi-Quadrat-Normalverteilungstests*

Anhang II: t-Werte der t-Verteilung

# I. Abbildungsverzeichnis

<b>Abb. 3.1:</b>	Untersuchungsgebiete auf der dritten Terrasse des Lena-Deltas.....	11
<b>Abb. 3.2:</b>	Geomorphologischer Überblick über das Lena-Delta.....	12
<b>Abb. 3.3:</b>	Ablagerungen der dritten Terrasse der Eiskomplexinsel Kurungnakh im Lena-Delta.....	14
<b>Abb. 3.4:</b>	Tektonischer Überblick der Lena-Delta Region.....	15
<b>Abb. 3.5:</b>	Klimadiagramm der Stadt Tiksi .....	16
<b>Abb. 3.6:</b>	Windrichtung und -stärke der Wintermonate in Tiksi.....	17
<b>Abb. 3.7:</b>	Waldfreie Zonen Sibiriens.....	18
<b>Abb. 3.8:</b>	Vegetationsbedeckung auf der Eiskomplexinsel Sobo.....	19
<b>Abb. 4.1:</b>	Abdeckung der verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)- Mosaik.....	23
<b>Abb. 4.2:</b>	Schema der Vorgehensweise der vorliegenden Masterarbeit .....	24
<b>Abb. 4.3:</b>	Abdeckung der für die Kartierung der Thermoerosionstäler verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik.....	27
<b>Abb. 4.4:</b>	Abdeckung der für die Analysen zur Schneebedeckung verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik.....	32
<b>Abb. 4.5:</b>	Spektralverhalten unterschiedlicher Schnee- und Eistypen.....	33
<b>Abb. 4.6:</b>	Mischpixelproblematik im Untersuchungsgebiet Sobo .....	35
<b>Abb. 4.7:</b>	Überblick über die Regionen, auf denen die <i>Change Detection</i> der Schneebedeckung basiert .....	37
<b>Abb. 4.8:</b>	Durchschnittliches globales Reflexionsvermögen vitaler Vegetation .....	38
<b>Abb. 4.9:</b>	Abdeckung der für die Untersuchung des NDVI verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik.....	40
<b>Abb. 4.10:</b>	Entscheidungsbaum zur Auswahl geeigneter Unterscheidungstests und Verfahren für Zusammenhangs- und Interpendenzanalysen.....	41
<b>Abb. 4.11:</b>	Schema zur Untersuchung zweier Stichproben auf ihre Signifikanz.....	41
<b>Abb. 5.1:</b>	Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Khardangs .....	47
<b>Abb. 5.2:</b>	Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Dzhangylakhs .....	48
<b>Abb. 5.3:</b>	Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Kurungnakhs .....	48



<b>Abb. 5.4:</b>	Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Sobos .....	49
<b>Abb. 5.5:</b>	Räumlicher Überblick über die Thermoerosionstaldichte im Jahr 2010/11 und Längenzunahme der Thermoerosionstäler von 1975 bis 2010/11 .....	50
<b>Abb. 5.6:</b>	Ausschnitt Kurungnakhs, der in der hochaufgelösten Fallstudie für die <i>Change Detection</i> der Talverlängerung herangezogen wurde .....	51
<b>Abb. 5.7:</b>	Ergebnisse der statistischen Korrelation zwischen der Thermoerosionstaldichte und Längenzunahme der Täler .....	53
<b>Abb. 5.8:</b>	Exemplarische Bildausschnitte der Schneeklassifikationsergebnisse .....	55
<b>Abb. 5.9:</b>	Vergleich bezüglich der Quantität der Schneebedeckung zwischen den Eiskomplexinseln Khardang, Kurungnakh und Sobo .....	57
<b>Abb. 5.10:</b>	Anteil der schneebedeckten bzw. schneefreien Thermoerosionstäler gegenüber ihrer längenmäßigen Ausdehnung .....	58
<b>Abb. 5.11:</b>	Exemplarischer Thermoerosionstalast, der teilweise schneebedeckt bzw. schneefrei ist .....	59
<b>Abb. 5.12:</b>	Westliche Region Sobos mit schneebedeckten Thermoerosionstalästen.....	59
<b>Abb. 5.13:</b>	Orientierung der schneefreien und schneebedeckten Thermoerosionstäler Sobos und Khardangs .....	60
<b>Abb. 5.14:</b>	Schneebedeckte Thermoerosionstäler Khardangs.....	60
<b>Abb. 5.15:</b>	Thermoerosionstal auf Sobo mit von außen nach innen abnehmender Vegetation .....	62
<b>Abb. 5.16:</b>	Profil durch ein Thermoerosionstal Sobos, dessen NDVI-Werte von außen nach innen abnehmen .....	62
<b>Abb. 5.17:</b>	Thermoerosionstal auf Khardang mit von außen nach innen zunehmender Vegetation .....	63
<b>Abb. 5.18:</b>	Profil durch ein Thermoerosionstal Khardangs, dessen NDVI-Werte von außen nach innen zunehmen .....	63
<b>Abb. 5.19:</b>	NDVI-Verteilung der Thermoerosionstalabschnitte, die im Frühjahr schneefrei bzw. schneebedeckt waren .....	65
<b>Abb. 6.1:</b>	NW-SO-Orientierung der schneebedeckten Thermoerosionstäler Sobos .....	69
<b>Abb. 6.2:</b>	Einfluss einer Überflutung auf die spektrale Reflexion von Vegetation.....	71
<b>Abb. 6.3:</b>	Geländefotos zur Abhängigkeit der Vegetationsvitalität von der Schneebedeckung .....	73
<b>Abb. 6.4:</b>	Wintertemperaturtrends seit 1960 und über die jüngste Periode von 1990 an .....	77

## II. Tabellenverzeichnis

<b>Tab. 2.1:</b>	Übersicht über Eigenschaften und Vorkommen der Grundeistypen .....	7
<b>Tab. 4.1:</b>	Eigenschaften der Spektralkanäle der Satelliten Kompsat-2 und RapidEye .....	20
<b>Tab. 4.2:</b>	Überblick über die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten Satellitendaten.....	22
<b>Tab. 4.3:</b>	Variationsbreite des Reflexionsvermögens verschiedener Schneetypen .....	33
<b>Tab. 4.4:</b>	Schwellenwerte zur Klassifikation von <i>Schnee</i> und <i>Nassschnee</i> .....	35
<b>Tab. 4.5:</b>	Überblick über Tests zur Überprüfung von Normalverteilungshypothesen ....	43
<b>Tab. 5.1:</b>	Darstellung der Längenzunahme und Dichte der Thermoerosionstäler in den Untersuchungsgebieten von 1975 bis 2010/2011 .....	49
<b>Tab. 5.2:</b>	Längenzunahme und Dichte der Thermoerosionstäler Kurungnakhs von 1964 bis 1975 bzw. von 1975 bis 2010.....	52
<b>Tab. 5.3:</b>	Flächenmäßige Ausdehnung von <i>Schnee</i> und <i>Nassschnee</i> im Juni 2009 bzw. Juni/Juli 2011 auf der Grundlage von RapidEye- und Kompsat-2-Daten .....	56
<b>Tab. 5.4:</b>	Ergebnisse des <i>Chi-Quadrat</i> - und <i>t-Tests</i> .....	64

### III. Abkürzungsverzeichnis

Abb.	Abbildung
AWI	<i>Alfred-Wegner-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung</i>
bzw.	<i>beziehungsweise</i>
DGM	<i>digitales Geländemodell</i>
ENVI	<i>Environment of Visualizing Images (geschützte Fernerkundungssoftware)</i>
et al.	<i>et alii (latein): und andere</i>
GIS	<i>Geoinformationssystem</i>
i.d.R.	<i>in der Regel</i>
Kap.	<i>Kapitel</i>
MIR	<i>Mittleres Infrarot</i>
NDVI	<i>normalisierter differenzierter Vegetationsindex</i>
NIR	<i>Nahes Infrarot</i>
NN	<i>Normal Null</i>
PAN	<i>panchromatisch</i>
px	<i>Pixel</i>
RE	<i>Red-Edge</i>
RGB	<i>Rot- Grün-Blau; additives Primärfarbensystem</i>
Tab.	<i>Tabelle</i>
vgl.	<i>vergleiche</i>
vs.	<i>versus</i>
z.B.	<i>zum Beispiel</i>



## Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der rezenten Aktivität von Thermoerosion in der Arktis. Im Mittelpunkt stehen hierbei zum einen die längenmäßige Ausdehnung der Thermoerosionstäler zwischen den Jahren 1964/1975 und 2011 und zum anderen der Einfluss der frühjährlichen Schneebedeckung bzw. der sommerlichen Bodenfeuchtigkeit auf die thermoerosive Aktivität.

Im Rahmen der Arbeit wurde das Untersuchungsgebiet in einen geographischen bzw. geomorphologischen Kontext eingeordnet, woran sich die Erarbeitung einer Analysegrundlage anschloss, welche mit Methoden der Fernerkundung auf Basis von RapidEye-, Kompsat-2-, Hexagon- und Corona-Satellitendaten sowie mithilfe eines GIS erfolgte. Diese Technologie erwies sich für die Bearbeitung der morphologischen und saisonalen Fragestellungen in einem derart ausgedehnten Untersuchungsgebiet, wie es der Eiskomplex der dritten Terrasse des Lena-Deltas darstellt, als sehr gut geeignet.

Der Eiskomplex ist durch ein verzweigtes Thermoerosionstalsystem charakterisiert. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde dieses erstmals vollständig in hoher räumlicher Auflösung digitalisiert. Auf dieser Basis wurde anschließend eine *Change Detection* der längenmäßigen Ausdehnung der Thermoerosionstäler des Eiskomplexes im Betrachtungszeitraum durchgeführt. Des Weiteren konnte mittels einer *Density Slicing*-Klassifikation die Schneebedeckung quantitativ bestimmt und anschließend auf ihren Zusammenhang mit der sommerlichen Bodenfeuchtigkeit, die sich über den NDVI ableiten lässt, untersucht werden. Diese beiden Parameter, die sich in ihrer regionalen Ausprägung unterscheiden, wurden anschließend in Bezug auf ihren thermoerosiven Einfluss analysiert.

Wie in den Ergebnissen dargestellt, liegt die Längenzunahme der Thermoerosionstäler in den Jahren zwischen 1964 und 1975 bei 1,6 %, während in dem weitaus längeren Zeitraum zwischen 1975 und 2011 eine Längenzunahme von 1,4 % verzeichnet wurde. Für den ersten Betrachtungszeitraum ergibt sich somit ein um den Faktor 3,7-mal so hoher Längenzuwachs der Thermoerosionstäler im Vergleich zum zweiten Zeitraum. Als Ursache für die unterschiedlichen Thermoerosionsraten werden wechselnde Klimaverhältnisse angeführt. Das Ausmaß der Längenzunahmen konnte allerdings nicht direkt mit der Thermoerosionstaldichte korreliert werden, was auf ein komplexes Wirkungsgefüge unterschiedlicher Einflussfaktoren auf den Prozess der Thermoerosion hinweist.

Aus der Schneeklassifikation gehen weiterhin deutliche regionale Unterschiede der Schneebedeckung hervor. So zeigen vor allem die westlichste Eiskomplexinsel Khardang, aber auch die östlichste-, Sobo, im Juni weitverbreitet schneebedeckte Täler, während die dazwischenliegenden Eiskomplexinseln, Kurungnakh und Dzhangylakh nahezu schneefrei

sind. Dieses Phänomen kann mit der Lage der jeweiligen Eiskomplexinseln zu den wärmeabstrahlenden Flusszweigen der Lena in Zusammenhang gebracht werden. Für Sobo konnte außerdem im Gegensatz zu allen anderen Eiskomplexinseln eine nordwestlich-südöstliche Vorzugsorientierung der im Frühjahr noch schneebedeckten Täler detektiert werden, welche auf die aus südwestlicher Richtung kommenden Winterwinde zurückgeführt werden kann. Des Weiteren ergab eine statistische Auswertung mittels des *t-Test* einen direkten Zusammenhang zwischen frühjähriger Schneebedeckung und sommerlichem NDVI bzw. Bodenfeuchte, wobei eine bis mindestens Juni anhaltende Schneedecke eine überwiegend erhöhte Bodenfeuchte im Sommer zur Folge hat. In diesen Tälern konnte im Vergleich zu solchen, in denen der Schnee früher taut, eine erhöhte Thermoerosionsrate beobachtet werden.

Neben dem Einfluss der Schneebedeckung und der sommerlichen Bodenfeuchtigkeit auf die Thermoerosion wurden weitere Einflussfaktoren, wie Pflanzenbedeckung, sedimentäre Umlagerungsprozesse, variierende Klimaverhältnisse sowie neotektonische Aktivität, die sich fördernd bzw. hemmend auf die Thermoerosion auswirken, anhand vergleichender Literaturlauswertung bzw. Korrelation mit der im Rahmen der Arbeit erhobenen Datengrundlage diskutiert.

Zukünftig kann von verstärkten Thermoerosionsraten aufgrund langfristig steigender Temperaturen im arktischen Raum ausgegangen werden. Durch den Trend der Klimaerwärmung werden weiterhin aufgrund intensiverer und früher einsetzender Tauprozesse größere Schneeschmelzvolumina freigesetzt, welche die thermoerosive Aktivität erhöhen. Dies könnte mit einer „Reaktivierung“ bereits stabiler Thermoerosionstäler einhergehen.

## 1. Einleitung und Fragestellung

Die Arktis stellt ein sehr sensibles Ökosystem dar, was sich durch eine hohe Variabilität meteorologischer Parameter infolge des Wechsels von Polartag und Polarnacht sowie dem intensiven Energieaustausch in einem Wirkungsgefüge von Kontinent, Ozean, Eis und Atmosphäre begründen lässt (Frolov et al., 2005). Die aktuelle Klimaerwärmung wirkt sich stärker auf arktische Regionen aus, als auf andere Gebiete der Erde (AMAP, 2011). Dies hat einen erheblichen Einfluss auf Permafrostböden, die einen Großteil der arktischen Landfläche ausmachen. Das Tauen der Permafrostablagerungen führt zur Freisetzung großer Mengen von Treibhausgasen in die Atmosphäre (Schneider, 2005; Khvorostyanov et al., 2008) und hat außerdem signifikante Veränderungen der Geomorphologie, Hydrologie und Ökologie der jeweiligen Landschaft zur Folge (Chernov & Mateveyeva, 1997; Grosse et al., 2011). Dies bewirkt wiederum eine positive Rückkopplung mit dem gesamten Klimasystem (Schuur et al., 2009).

Aufgrund der beobachteten Zunahme der Tauprozesse (Romanovskii et al., 2004) wird dem Problem der Permafrostdegradation durch Monitoring mittels GIS verstärkte Aufmerksamkeit gewidmet. Die glazial-interglaziale Klimadynamik, die während des Quartärs stattfindet, spiegelt sich in der Dynamik der Permafrostlandschaften der Arktis wider. Das Relief dieser Landschaften wird aufgrund der Formation und Degradation von Permafrost vor allem durch periglaziale- und Nivillationsprozesse kontrolliert. Vor allem eisreicher Permafrost reagiert sehr sensibel auf die derzeitige Klimaerwärmung. So geht das Tauen des eisreichen Permafrosts bzw. das Schmelzen von massivem Eis mit einem lokalen Absenken der Geländeoberfläche einher, was zur Ausbildung negativer Reliefstrukturen führt. Diese Thermokarstprozesse und -formen sind unter anderem eng verbunden mit dem Auftreten von Thermokarstseen und dem Prozess der Thermoerosion, bei der eisreiche Permafrostablagerungen durch fließendes Wasser aufgetaut und das Sediment ausgewaschen wird (Czudek & Demek, 1970). Diese beiden Landschaftsformen, die weit verbreitet in den arktischen Küstentiefländern vorkommen, stellen somit prominente Hinweise auf klimabedingte Umweltveränderungen im regionalen Kontext dar (Morgenstern, 2012).

Das Tauen des Permafrosts stellt weiterhin einen Forschungsgegenstand unter beispielsweise hydrologischen Aspekten dar. So sind Seen und Feuchtgebiete typische Einheiten nordsibirischer Ökosysteme (Chernov & Matveyeva, 1997). Thermoerosionstäler stellen eine hydrologische Verbindung zwischen diesen und größeren Flüssen sowie Küstengewässern her, sodass ihre räumliche Veränderung gravierende Auswirkungen auf den Wasserhaushalt der betreffenden Landschaften haben kann.

Thermokarstseen sind in ihrer Flächendichte, Morphologie, Entwicklung und zeitlichen Variabilität bereits gut erforscht und zeigen starke Veränderungen in relativ kurzen Zeiträumen, die im direkten räumlichen und zeitlichen Zusammenhang mit der Permafrostdegradation stehen (vgl. z.B. Morgenstern, 2012; Mostakhov, 1973; Schwamborn et al., 2002; Kutzbach & Kurchatova, 2002). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit soll untersucht werden, ob Thermoerosionstäler ebenfalls rezente Veränderungen im Zuge der Permafrostdegradation unterliegen und wie stark diese sind.

Die Dynamik der Thermoerosionstäler kann sich sowohl im Kontext der räumlichen Ausdehnung als auch in Bezug auf die Morphologie über einen Betrachtungszeitraum äußern. Letzteres wird unter anderem stark durch die Schneebedeckung beeinflusst, durch die Täler im Winter vor Kälte isoliert und im Frühjahr durch Schmelzwässer erodiert werden (Dozier, 1989). Die Zunahme von Präzipitations- sowie Schmelzwassermengen verstärken außerdem die Tau- bzw. Thermokarstprozesse und erhöhen somit die Permafrostdegradation.

Folgende zentrale Fragestellungen werden bearbeitet:

- Wie stark ist die Zunahme der räumlichen Ausdehnung der Thermoerosionstäler über den Betrachtungszeitraum von 1964/1975 bis 2011?
- Weisen die zeitlichen Veränderungen der Morphologie der Thermoerosionstäler bzw. die Quantität der Schneebedeckung (im Frühjahr) und Bodenfeuchtigkeit (im Sommer) regionale Unterschiede auf? Welche Kenngrößen/Prozesse hängen damit zusammen?
- Welche Schlüsse lassen die Längenzunahmen der Thermoerosionstäler sowie die saisonalen Beobachtungen auf die erosive Aktivität der Täler zu?



## 2. Permafrost und Permafrostdegradation

Als Permafrost wird Boden, Sediment bzw. Gestein und das darin enthaltene organische Material bezeichnet, das ganzjährig den Gefrierpunkt für mindestens zwei aufeinanderfolgende Jahre nicht überschreitet<sup>1</sup> (van Everdingen, 2005; French, 2007). Je nach Bedeckungsgrad kann Permafrost eingeteilt werden in kontinuierlich (> 80% des Gebietes sind von Permafrost unterlagert), diskontinuierlich (30-80%) und sporadisch (< 30%).

### 2.1 Eiskomplex und Yedoma

Solov'ev, 1959, definierte den Eiskomplex als gefrorene Ablagerungen unterschiedlichen Alters, Zusammensetzung, Genese und Mächtigkeit mit einer Vielzahl von Eiskeilen. *Yedoma* stellt eine Form des Eiskomplexes<sup>2</sup> dar, der eisreiche syngenetische Permafrostablagerungen umfasst, die sich großräumig unter spätpleistozänen Kaltklima-Bedingungen in unvergletscherten Regionen Eurasiens und Nordamerikas abgelagert haben (Sher, 1997; Kanevskiy et al., 2011). Bei diesen Permafrostablagerungen handelt es sich um eisreiche Silt- bzw. siltige Sandablagerungen, die durchsetzt sind von Eiskeilen und einen hohen Gehalt an organischem Material aufweisen. *Yedoma*-Ablagerungen sind weit verbreitet in Beringia und erreichen Mächtigkeiten von bis zu 40 m. Im nordostsibirischen Tiefland wird das Vorkommen von *Yedoma* durch holozäne Thermokarstseen sowie Thermoerosionstäler aufgezeigt, die sich auf eisreichem Permafrost bilden und die spätpleistozänen Ablagerungen in *Yedoma*-Hochländer zerschneiden. Demnach kann *Yedoma* auch einen periglazialen Relieftypen beschreiben, der durch Thermokarstprozesse geformt wurde (Sher, 1997). Der Begriff *Yedoma* wird weiterhin im stratigraphischen Sinne für mittelpleistozäne Horizonte in nordostsibirischem Flachland verwendet (Vas'kovsky, 1963).

Über die Entstehung des *Yedoma*-Eiskomplexes gibt es vielfältige Theorien, die von fluvialen, alluvialen, lakustrinen, äolischen bis hin zu kryogenetischen oder eisgestaut-alluvialen Sedimentationsbedingungen reichen (Überblick siehe Schirrmeyer et al., 2003a; Wetterich et al., 2008). Kunitsky et al., 2002, beschreiben ein Konzept der *Yedoma*-Formation, das all diese Prozesse von der kryogenen Verwitterung über Materialtransport und -akkumulation bis hin zur Reliefbildung unter kalt-ariden Klimaverhältnissen vereint. Diesem kryolithologischen<sup>3</sup> Konzept zufolge repräsentiert *Yedoma* eine charakteristische periglaziale Fazies, dessen Formation durch die Interaktion von klimatischen, landschaftlichen und geologischen Gegebenheiten, die typisch für unvergletscherte arktische

---

<sup>1</sup> In Sibirien erreicht der Permafrost Tiefen von bis zu 1500 Meter (Weise, 1983).

<sup>2</sup> Der Begriff Eiskomplex wird in der Literatur oft als Synonym für Yedoma verwendet.

<sup>3</sup> Die Kryolithogenese beschreibt die Sedimentbildung in Permafrostregionen (Yershov, 2004).

Tiefländer sind, kontrolliert werden. Zunächst lagerten sich Schneeverwehungen, Pflanzenreste und feinkörniger Gesteinsschutt in beständigen Schneefeldern ab, die aufgrund der Topographie, z.B. durch Gebirgsketten, Steilhänge und Kryoplanationsterrassen, geschützt waren. An ihren Rändern sowie unterhalb der Schneefelder bildeten Gefrier- und Tauzyklen unter feuchten Bedingungen durch Frostverwitterung zusätzliches feinkörniges Material (Konishchev & Rogov, 1993; Kunitsky et al., 2002). Ein Teil des Sediments wurde zusammen mit organischem Material hangabwärts durch den Abfluss saisonaler Schmelzwässer transportiert. Dieser feinkörnige Schutt wurde anschließend durch vielfältige Prozesse in Vorlandebenen weitertransportiert (alluvial, proluvial, kolluvial, äolisch, sowie durch Solifluktion und Frostkriechen). Aufgrund der unterschiedlichen Transportprozesse resultieren unterschiedliche Typen von Permafrostablagerungen mit unterschiedlichen Korngrößenverteilungen. Da die Sedimente in flachen Akkumulationsbereichen aufgeschwemmt wurden, bildeten sich syngenetische Eiskeile<sup>4</sup>. Über mehrere tausend Jahre führten diese periodisch auftretenden Prozesse von Schneefeldakkumulation, Schneeschmelze, Schmelzwassertransport sowie die sekundären Sedimenttransportprozesse zu einer Akkumulation von mächtigen, weiträumig auftretenden *Yedoma*-Ablagerungen (Kunitsky et al., 2002).

## **2.2 Grundeistypen**

Durch den Gefrierprozess wird Wasser im Boden während der Kristallisation als Eis gebunden (Konishchev & Rogov, 1993). Dieses sogenannte Grundeis ist charakteristisch für Permafrostlandschaften und beschreibt jede Form von Eis im gefrorenen Untergrund (van Everdingen, 2005). Die Stabilität von Landschaften, deren Untergrund gefroren ist, ist eng verbunden mit dem Eisgehalt. So bedeutet die Permafrostdegradation einen Verlust der Stabilität des Systems (Romanovsky et al., 2007).

Der eisreiche Permafrost beinhaltet, insbesondere in Lockersedimenten, vier verschiedene Formen von Grundeis: 1) Poreneis, 2) Segregationseis, 3) Intrusiveis (Pingoeis) sowie 4) Eiskeile (Mackay, 1972). Einen Überblick über die Eigenschaften und Vorkommen dieser Grundeistypen sind in Tab. 2.1 dargestellt.

---

<sup>4</sup> Bildungsbedingungen bzw. Entstehung syngenetischer Eiskeile siehe Kapitel 2.2.

**Tab. 2.1:** Übersicht über Eigenschaften und Vorkommen der Grundeistypen.

Grundeistyp	Bildungsprozess	Wasserquelle	Größe	Cryostruktur	Auftreten	Bemerkung
<b>Eiskeil</b>	thermale Kontraktion (im Winter) → Frostrissbildung → gravitativer Transport von Schneeschmelze in Frostriss (im Frühjahr) → zyklische Wiederholung → Eisvene wächst zum Eiskeil heran (Lachenbruch, 1963; Mackay, 1990)	Oberflächen- und atmosphärisches Wasser (hauptsächlich Schneeschmelze) (Lachenbruch, 1963)	< 0,1-5 m Breite, >40 m Tiefe (French, 2007)	vertikal geschichtet (Lachenbruch, 1963)	Polygonale Tundra und Taiga (Popov et al., 1985)	bilden auf der Geländeoberfläche netzartige Strukturen (Eiskeilpolygone) (Lachenbruch, 1966) ; häufig genutzt für die klimatische Rekonstruktion früherer Permafrostverhältnisse (Washburn, 1979)
<b>Poreneis</b>	In-situ-Gefrierprozess im Porenraum des Bodens, keine Wassermigration (Mackay, 1972)	Oberflächenwasser und Wasser des <i>active layer</i> (van Everdingen, 1998)	fein verteilt im Porenraum (Mackay, 1972)	massiv, strukturloser Eiszement (van Everdingen, 1998)	grobkörniges Material (Sand/Kies) (van Everdingen, 1998)	relativ schneller Gefrierprozess, geringer Eisgehalt (van Everdingen, 1998)
<b>Segregationseis</b>	thermales- und Druckpotential führen zur Wassermigration der Gefrierfront entgegen; → Eisseggregation → Frosthebung (Eislinsenbildung) → Strukturbidendes Eis (Mackay, 1972)	Oberflächenwasser und Wasser des <i>active layer</i> (van Everdingen, 1998)	Zentimeterbereich bis einige 100 m (Mackay, 1972)	linsenförmig, geschichtet, netzartig (van Everdingen, 1998)	<i>active layer</i> (an der Basis), drainierte offene Wasserkörper, wieder eingefrorene Taliks, feinkörniges Material (Ton, Silt) (Konishchev & Rogov, 1993; Müller-Lupp, 2002)	relativ langsamer Gefrierprozess, eisreich (Überschusseis), kann zusammen mit Intrusivseis auftreten (van Everdingen, 1998)
<b>Intrusivseis</b>	Druckpotential führt zu Wasserinjektion, Wiedergefrieren von Wasser → Frosthebung (van Everdingen, 2005; Schultz, 1995)	Oberflächenwasser (offenes vs. geschlossenes System) (van Everdingen, 2005)	mehrere 100 m (Schultz, 1995)	suspendiert, geschichtet (Walker, 1998)	Thermokarst-depression, Hänge (Blümel, 1999)	relativ langsamer Gefrierprozess, massive Eiskörper, kann mit Segregationseis verbunden sein (van Everdingen, 2005)

### ***2.3 Permafrostdegradation***

Durch die Klimaerwärmung kommt es in Permafrostregionen zu Degradationserscheinungen. Darunter versteht man die Abnahme der Mächtigkeit der von Permafrost durchdrungenen Bereiche des Untergrundes bzw. die Zunahme der Tiefe bis in welche der Permafrost im Sommer auftaut. Der beträchtliche Gehalt an fossilem Kohlenstoff im Eiskomplex droht bei voranschreitenden Tauprozessen in großen Mengen frei zu werden und somit in die Atmosphäre zu gelangen (Khvorostyanov et al., 2008). Die Degradation dieser eisreichen Ablagerungen ist nicht nur ein rezentes Phänomen, sondern trat bereits großflächig durch globale Erwärmung im Zuge des Übergangs vom Spätpleistozän zum Holozän auf (Kaplina, 2009). Verschiedene Studien, die sich mit der räumlichen Quantifizierung der früheren Permafrostdegradation befassen, zeigen, dass in Teilen der Arktis bis >75% des Eiskomplexes während des Holozäns degradiert wurde (Kaplina et al., 1986; Veremeeva & Gubin, 2009; Grosse et al., 2005).

Das Tauen eisreicher Permafrostböden führt durch einen Volumenverlust zur Ausbildung charakteristischer Landschaftsformen, den Thermokarstseen und Thermoerosionstälern. Die damit verbundenen lokalen Prozesse werden unter den Begriffen Thermokarst bzw. Thermoerosion zusammengefasst (Davis, 1969; Washburn, 1979; Romanovskiy, 1980; van Everdingen 2005). Der Begriff Thermokarst wurde von Yermolayev, 1932 erstmals zur Beschreibung des hügeligen Geländes infolge des Tauens von eisreichen Sedimenten an der Küste der Laptev-See verwendet. Thermokarst hat zwei Aspekte: einen thermophysikalischen und einen morphologischen. Der erste steht im Zusammenhang mit der Erhöhung der Bodentemperatur und dem Auftauen von Grundeis. Durch das Abführen des Wassers kollabiert die Geländeoberfläche und das Substrat verdichtet sich. Somit tritt der zweite Aspekt in Erscheinung, der sich durch eine Subsidenz der Oberfläche äußert. Dies ruft ein Fortschreiten der Auftauschicht in die Tiefe hervor und befördert einen anhaltenden Tauprozess (Popov et al., 1985). Die Entwicklung von Thermokarst steht demnach mit einer Störung des thermischen Gleichgewichts des Permafrosts mit einhergehender Zunahme der Auftautiefe in Zusammenhang (Czudek & Demek, 1970). Eine Störung des thermischen Gleichgewichts des Permafrost kann regional-klimatische oder lokale nicht klimatische Gründe haben (French, 1974). Regional kann eine generelle klimatische Erwärmung bzw. ein Anstieg der durchschnittlichen Sommertemperatur durch zunehmende Kontinentalität wirksam werden (Czudek & Demek, 1970). Lokal können verschiedene natürliche sowie anthropogene Gründe auslösende Momente sein, wobei letztlich immer eine Veränderung bzw. Entfernung der schützenden Vegetationsdecke entscheidend ist (Romanovskii et al., 2000).

Die Reliefierung der Geländeoberfläche, die sich infolge von Thermokarstprozessen ausbildet, tritt umso stärker zutage, je höher der Grundeisgehalt ist. Im Zuge der Subsidenz

entstehen Senken, die sich mit Schmelzwasser füllen können und Thermokarstseen erschaffen. Aufgrund der höheren Wärmekapazität des Wasserkörpers gegenüber der Luft und dem Boden führt weiteres Auftauen des Permafrostbodens zu einer fortschreitenden Subsidenz der Seen. Dadurch verändern sich Drainage- sowie Schneeakkumulation- und Vegetationsverhältnisse. Im Ergebnis kann die Thermoverkarstung zum Erliegen kommen oder befördert werden, bis sie nicht mehr durch die Gefrierprozesse kompensiert werden kann (Hinkel et al., 2003).

Im Zuge der Thermoerosion wird eisreicher Permafrost durch die kombinierte thermale und mechanische Aktivität von fließendem Wasser abgetragen und rückständige Sedimente werden umgelagert und rezent akkumuliert (van Everdingen, 2005). Die Thermoerosion ist demnach ein dynamischer Prozess, der mit einer thermalen Abtragung durch das Schmelzen von Eis sowie mit einer mechanischen Abtragung durch den hydraulischen Transport von Sediment einhergeht. Letzteres unterscheidet Thermoerosion von Thermokarst, während der thermische Aspekt bei beiden Prozessen als reliefbildender Faktor wirksam ist (van Everdingen, 2005).

Hohe Temperaturschwankungen sowie Niederschlagsmengen haben einen positiven Einfluss auf Thermoerosionsraten (Hinzman et al., 2005), während eine hohe Vegetationsbedeckung der Thermoerosion, aufgrund der Stabilisierung des Bodens durch das Wurzelwerk, entgegenwirkt (Fortier et al., 2010).

Thermoerosionsprozesse kommen an Uferregionen von Flüssen und Seen, entlang von Eispolygonstrukturen sowie an Küsten vor. Bei Wasserhochständen im Sommer verursacht das Flusswasser eine Ausdehnung der Taufrent entlang der Flussufer. Das Tauen des Eises innerhalb eines porösen Mediums verringert die Festigkeit des tauenden Sediments und bringt leicht transportierbares, unzementiertes Sediment hervor. Daher ist die Thermoerosion effektiver als die rein mechanische Erosion. Dies trifft allerdings nur auf kohäsionsloses Sediment zu (Jahn, 1975). Diese thermalen Prozesse führen zusammen mit der Strömungsenergie des fließenden Wassers zur starken Seitenerosion und somit zur Aushöhlung der Flussufer. Dies trägt wiederum zur weiteren Instabilität der bereits durch Thermokarst-Subsidenz destabilisierten Ufers bei. Starke Rutschungen können die Folge sein (Czudek & Demek, 1970). Thermoerosionsprozesse in Uferbereichen und an Flussterrassen der arktischen Regionen sind aufgrund der vorherrschenden Feinkörnigkeit des Untergrundes sowie der hohen Wassersättigung, die sich durch Auftauprozesse im Laufe der warmen Sommermonate begründet, sehr effektiv (Romanovskiy, 1980).

Weiterhin können sich wiederholende Wasserabflussereignisse (vorwiegend Schneeschmelze) zur Oberflächen-Thermoerosion entlang offener Frostrisse von Eiskeilpolygonen führen. Abhängig von der Fließgeschwindigkeit innerhalb dieser

---

Schwächezonen können die ursprünglichen Strukturen stark erodiert werden. Dies führt zur Ausbildung von schlotförmigen Dolinen, die durch voranschreitende Erosion mehrere Meter tief in das Eiskeilnetzwerk bzw. den eisreichen Permafrost einschneiden und sich durch Seitenerosion verbreitern, wodurch sich schmelzwasserführende Untertunnel entwickeln. Das Verbreitern der Tunnel geht mit der Subsidenz und letztlich mit dem Kollabieren des Hangenden einher, woraus offene Thermoerosionstäler hervorgehen. Des Weiteren sind schalenförmige Depressionen auf eisreichen Permafrostböden zu beobachten, die dadurch entstehen, dass fließendes Wasser die oberen Bereiche der Eiskeile auftaut, was wiederum zur Subsidenz führt (Fortier et al., 2007).

Bei der Thermoerosion an gefrorenen Ufern durch zirkulierendes Meer- bzw. Seewasser handelt es sich um den Prozess der Thermoabrasion (Romanovskiy, 1980). Diese führt an eisreichen arktischen Küsten zu einem massiven Küstenrückgang mit Raten von bis zu mehreren Metern pro Jahr. Grund dafür ist die steigende Sommertemperatur und der damit zusammenhängende Rückgang des arktischen Meereises, das die arktischen Küstenregionen vor der Brandung des Meerwassers schützte. Die Wellen unterspülen somit ungebremst die Küsten, während das Land gleichzeitig durch Thermoerosionsprozesse einsinkt und tiefe Nischen in die Sockel der Steilküsten gegraben werden, wodurch die unterspülten Hänge sukzessiv abbrechen (Günther et al., 2013).

Thermokarst- und Thermoerosionsprozesse entwickeln sich zwar unabhängig voneinander entsprechend der geomorphologischen Gegebenheiten. So treten Thermoerosionstäler in Regionen mit höheren Reliefgradienten auf, wohingegen Thermokarstseen vorwiegend in flachen Bereichen ausgeprägt sind. Dennoch besteht eine Interaktion zwischen beiden Einheiten. Thermoerosionstäler versorgen Thermokarstseen einerseits mit Wasser, andererseits begünstigen sie die Ausbildung von Abflussrinnen, was zur Drainage der Thermokarstseen führt (Morgenstern, 2012). Die Drainage der Seen führt wiederum zur Permafrostaggradation bzw. zur Neubildung von Grundeis, was die Basis für neue Thermoerosionsprozesse bildet.

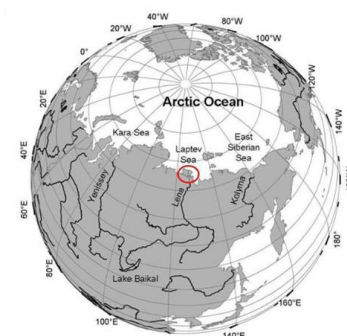
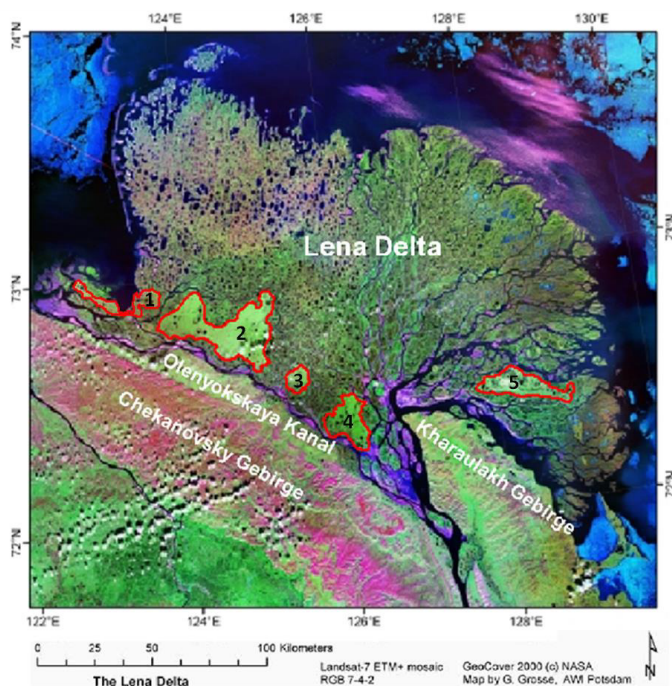
### 3. Das Untersuchungsgebiet

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird das Lena-Delta als Permafrostregion exemplarisch untersucht, da dessen dritte Terrasse als eine der ausgedehnten Regionen des ostsibirischen Flachlands dem eisreichen Permafrosttyp *Yedoma* unterliegt. Thermokarst- und Thermoerosionsprozesse sind dort aufgrund des hohen Eisgehaltes sehr prominent (Schamborn et al., 2002).

#### 3.1 Geographische Lage und Hydrologie des Lena-Deltas

Das Lena-Delta befindet sich in der Sakha Republik in Nordost-Sibirien. Es gehört mit einer Größe von über 30.000 km<sup>2</sup> zu einer der größten Deltalandschaften der Erde. Das Quellgebiet der Lena ist das Baikalsee westlich des Baikalsees. Die Lena fließt von dort aus zuerst in westlicher Richtung entlang dem Mittelsibirischen Bergland und mündet nach dem Passieren des weitverästelten Flusssystem des Deltas in 4400 km Entfernung von der Quelle, in die Laptev-See, die ein Randmeer des Arktischen Ozeans darstellt.

Die Angaben zur Länge und Einzugsgebiet des Deltas bewegen sich zwischen 4250 und 4400 km (Alabyan et al., 1995; Walker 1998) bzw.  $2,425 \times 10^6$  und  $2,49 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (Alabyan et al., 1995; Mueller, 1997). Es besteht aus einer Vielzahl von Inseln, die von mehr als 800 Flussarmen und Kanälen zerschnitten werden (Suslov, 1961). Zu den hydrologisch bedeutendsten Kanälen zählen Bykovskaya, Trofimovskaya, Olenyokskaya und Tumatskaya (Schwamborn, 2004). Das Lena-Delta wird im Süden von den Gebirgszügen Chekanovsky und Kharaulakh begrenzt.



Untersuchungsgebiete auf der dritten Terrasse des Lena Deltas:

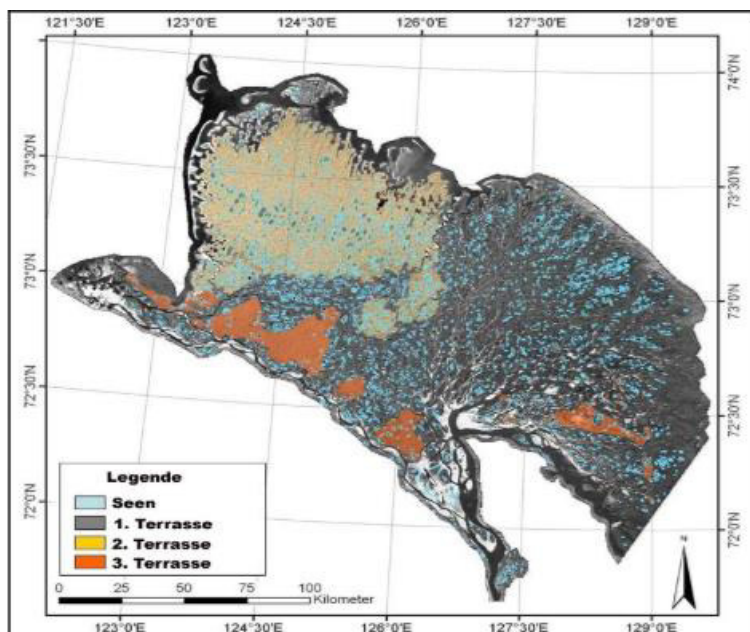
- 1 Ebe-Basyn
- 2 Khardang
- 3 Dzhangylakh
- 4 Kurungnakh
- 5 Sobo

**Abb. 3.1:** Untersuchungsgebiete auf der dritten Terrasse des Lena-Deltas.

Der Wasserstand der Lena unterliegt starken Schwankungen, die sich auf verschiedene Prozesse, im Zusammenhang mit der Wärme- und Feuchtigkeitsverteilung, innerhalb ihres Deltas auswirken. Von November bis Mai sind die Kanäle, wie auch alle anderen Wasserkörper innerhalb des Lena-Deltas, von Eis bedeckt, teilweise sogar bis zum Grund gefroren. In dieser Zeit beträgt der Abfluss der Lena lediglich 9 % der Jahressumme (Alabyan et al., 1995). Während der Frühjahrsschmelze kommt es zu erheblichen Wasseranstiegen, die durch das Tauen des Grundeises noch verstärkt werden.

### 3.2 Geomorphologische Einheiten

Aufgrund unterschiedlicher Charakteristika kann das Lena-Delta in drei geomorphologische Hauptterrassen unterteilt werden (Grigoriev, 1993) (siehe Abb. 3.2). Demnach werden die alluvialen Sedimente im Osten zwischen dem Tumatskaya- und dem Bykovskaya-Kanal der ersten Terrasse (1-12 m ü. NN) zugeordnet, die das moderne aktive Delta bilden (Are & Reimnitz, 2000). Im Nordwesten zwischen dem Tumatskaya- und dem Olenyokskaya-Kanal liegen die sandigen Sequenzen der zweiten Terrasse (20-30 ü. NN), die durch zahlreiche orientierte Thermokarstseen und von Deltaarmen zerschnittene große Inseln gekennzeichnet



sind (Walker, 1998). Im Süden und Südosten des Deltas entlang des Olenyokskaya- und des Bykovskaya-Kanals treten die einzelnen Inseln der dritten Terrasse (30-55 m ü. NN) auf, die an der Basis aus Sanden bestehen und von einem Eiskomplex mit zahlreichen großen Eiskeilen überlagert werden (Schwamborn et al., 2002a).

**Abb. 3.2:** Geomorphologischer Überblick über das Lena-Delta. (Morgenstern, 2006 (nicht publiziert) ; verändert nach Griegoriev, 1993).

Die Untersuchungen dieser Arbeit konzentrieren sich auf Thermoerosionsprozesse sowie saisonale Prozesse innerhalb der dritten Terrasse. Daher wird hier lediglich auf die geomorphologischen Charakteristika dieser Terrasse näher eingegangen.

Die inselhaft auftretenden Ablagerungen der dritten Terrasse werden als Reste einer ausgedehnten spätpleistozänen Akkumulationsebene nördlich der Chekanovsky Gebirgskette auf dem trockenengefallenen Schelf Laptev-See gedeutet (Schirrmeister et al., 2003a). Das Material der polygenetischen Akkumulation stammt nach Schwamborn et al.,



2002, aus lokalen Abflüssen des Chekanovski-Gebirgszuges und wurde durch multiple Ab- und Umlagerungsprozesse verändert. Schirrmeister et al., 2003a, charakterisieren die Ablagerungen der dritten Terrasse hingegen als eisreiche Ablagerungen, die durch alluviale und nival-äolische Einträge entstanden. Tektonische Prozesse (differenzierte vertikale Bewegung von Blöcken) und einhergehende Erosion hinterließen das räumlich variable Muster der heute erhaltenen Terrassenreste auf gehobenen Bereichen (Are & Reimnitz, 2000). Die dritte Terrasse ist nur am südlichen Rand des Lena-Deltas ausgeprägt (30-55 m ü. NN). Im westlichen Delta sind die spätpleistozänen Ablagerungen bzw. der Eiskomplex entlang des Olenyokskaya-Kanals und des Arynskaya-Kanals auf den Inseln Ebe-Basyn und Kurungnakh aufgeschlossen (Pavlova & Dorozhkina, 2001). Im Ostdelta ist die dritte Terrasse nur noch reliktsch im südöstlichen Teil vorhanden. Aufgrund der tektonischen Beeinflussung des Deltabereiches liegt die dritte Terrasse im Ostdelta bis zu 20 m tiefer (-8 bis -10 m ü. NN) als im Westdelta (10 bis 28 m ü. NN) (Grigoriev, 1993).

Der Übergang zwischen den Sandablagerungen (Bulukurskaya Folge) an der Basis und dem darüber liegenden Eiskomplex (Kobakh Folge/*Yedoma* Folge) ist sehr abrupt (Schirrmeister et al., 2003). Die liegende sandige Sequenz setzt sich aus eisarmen (<25 Gew.-%), alluvial-äolischen Sanden mit Kiesanteilen zusammen (Schirrmeister et al., 2003a). Bei dem Eiskomplex handelt es sich um spätpleistozäne eisreiche Permafrostsequenzen, die im Lena-Delta Mächtigkeiten zwischen 20-30 m erreichen und weit verbreitet in den Küstentiefländern Nordost-Sibiriens sind (Schirrmeister et al., 2003a). Die Sedimente des Eiskomplexes weisen sehr hohe Eisgehalte (bis zu 80 Gew.-%) auf und bestehen aus feinsandigem bis schluffigem, lössartigem Material, das viel Organik (TOC < 18 Gew.-%) und torfige Einschlüsse enthält. Diese syngenetisch gefrorenen Ablagerungen zeigen einen gravimetrischen Eisgehalt bis zu 150% des Trockengewichts bei hohem Gehalt an Grundeis in Form von segregiertem Eis und großen Eiskeilen (einige bis zu 40 m tief und 5-6 m breit), die typische Einheiten des Eiskomplexes bilden (Schirrmeister et al., 2001 & 2003). Überlagert wird er von einer holozänen Deckschicht mit einer Mächtigkeit von 1-3 m. Es handelt sich hierbei um einen kryoturbierten Horizont aus vorrangig äolischen Sedimenten. Diese silt-sandigen Ablagerungen enthalten kleine Eiskeile, viele Pflanzenreste und Torfeinschlüsse (Schirrmeister et al., 2003). An der Oberfläche des Eiskomplexes bzw. der holozänen Deckschicht befinden sich zahlreiche holozäne Thermokarst-Depressionsfüllungen (Wetterich et al., 2008).

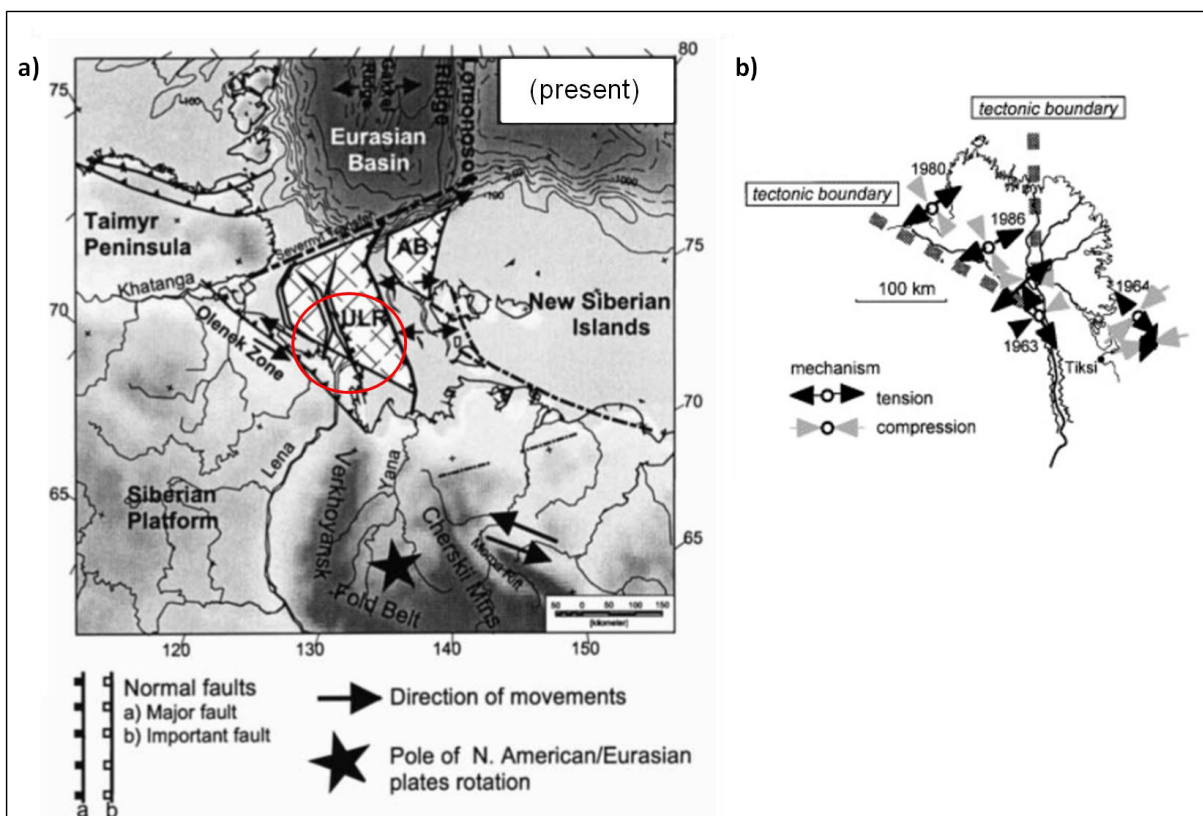


**Abb. 3.3:** Ablagerungen der dritten Terrasse der Eiskomplexinsel Kurungnakh im Lena-Delta (Foto: Schirrmeister, 2005); oben (a): Eiskomplex mit (b) Eiskeilen, unten (c): spätquartäre Sande.

### ***3.3 Geologisch-Tektonischer Überblick***

Das Lena-Delta befindet sich im Bereich der seismisch aktiven arktischen Rift-Zone zwischen der eurasischen und nordamerikanischen Lithosphärenplatte. Diese Rift-Zone setzt sich bis in den eurasischen Kontinentalbereich fort (Galabala, 1987) und prägt die Entwicklung des Lena-Deltas bis heute (Are & Reimnitz, 2000). Galabala (1987) und Grigoriev (1993) stellten bei ihren Untersuchungen im Lena-Delta vertikale Versatzraten von bis zu 60 m in spätpleistozänen Sedimenten fest und belegten damit, dass seismische Aktivität eine wichtige Rolle bei der Genese des Deltas spielte und auch in Zukunft spielen wird. Bereits im Spätpaleozoikum und Spätmesozoikum kam es zu intensiven Hebungen und Senkungen, welche möglicherweise eine Flussbettverlagerung verursachten (Alekseev & Drouchits, 2004). Auch zeugen zahlreiche Erdbeben während des letzten Jahrhunderts von rezenter seismischer Aktivität im Deltabereich. Demnach wurden laut Kozmin (1984) zwischen 1909 und 1980 im Deltabereich und seiner näheren Umgebung 26 Erdbeben mit einer maximalen Stärke von 6 auf der Richterskala erreicht.

Seismische Daten dokumentieren weiterhin eine Verbindung der arktischen Riftzone zur Gakkel-Rücken des arktischen Beckens, dessen Ausläufer nordöstlich des Lena-Deltas im flachen, breiten Schelfbereich das neoaktive Ust'-Lena-Riftsystem ausbilden (Are & Reimnitz, 2000). Dies wird gekennzeichnet durch eine vertikale Blocktektonik mit entstehenden langen Horst-, Graben- und Synklijalstrukturen, welche sich als Serie von Störungen unter den känozoischen Sedimenten des Deltas bis zum Verkhojanska Bergland (Chekanovsky- und Karaulakh-Gebirgskette) fortsetzt (Galabala, 1987; Schirrmeyer et al., 1999). Die Blocktektonik wird an der Oberfläche durch die Hauptdeltaarme, wie den Olenyokskaya-, Bykovskaya- und Tumatskaya-Kanal nachgezeichnet.



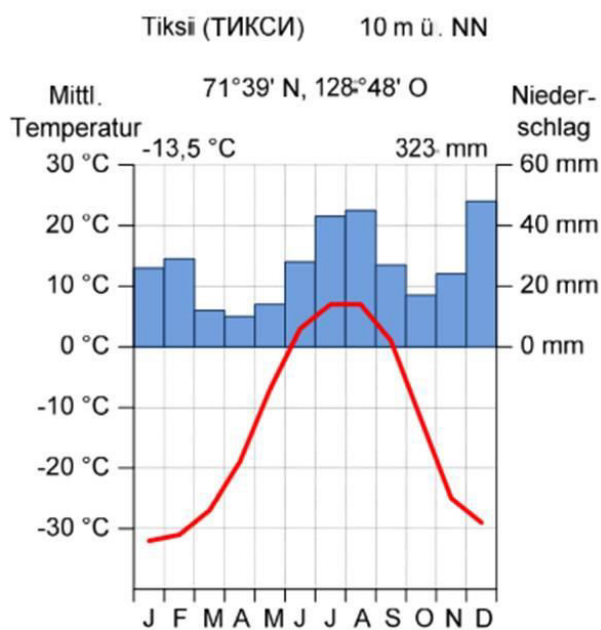
**Abb. 3.4:** a) Tektonischer Überblick der Lena-Delta Region (Franke et al., 2001); AB: Anisin Basin, ULR: Ust' Lena Rift b) Verteilung rezenter Erdbebenereignisse (Magnitude 5-6) in der Region des Lena-Deltas (nach Avetison, 1999); tektonische Grenzen (nach Pavlova & Dorozkhina, 2000; aus Schwamborn et al., 2002).

Seit dem frühen Holozän teilt eine Nord-Süd verlaufende Störung das Delta in einen „aktiven“ Ostteil und einen „passiven“ Westteil. Die Hebung des Westdeltas führte zu Veränderungen im hydrologischen Regime des Deltas. Seit diesem Ereignis liegt das Hauptsedimentationsgebiet der Lena im Ostdelta (Are & Reimnitz, 2000; Grigoriev, 1993). Die Sedimentmächtigkeiten deuten auf eine stetige Absenkung des östlichen Delta-Sektors hin (Schwamborn et al., 2002a).

### 3.4 Klima

Das Lena-Delta gehört nach dem effektiven Klimasystem von Troll & Pfaffen (1964) der polar-subpolaren Klimazone an, genauer dem subarktischen Tundrenklima (I 02). Es resultiert aus den Einstrahlungsverhältnissen der polaren Breitengrade (geringe Sonneneinstrahlung bis Polarnacht) und aus seiner Küstenlage mit kontinentalen und maritimen Klimakomponenten. Dabei dominiert der starke kontinentale Einfluss der eurasischen Landmasse, wodurch ein ausgeprägtes polares Jahreszeitenklima vorherrscht (Walker, 1998). Die Mitteltemperatur des kältesten Monats liegt unter  $-8\text{ °C}$ , das Mittel des wärmsten Monats zwischen  $6\text{ °C}$  und  $10\text{ °C}$ . Die Klimaklassifikation von Köppen & Geiger zählt das Lena-Delta demnach zu den Schneeklimaten (E), genauer zu den polaren Tundrenklimaten (Et). Diese sind durch eine Jahresmitteltemperatur von  $-10\text{ °C}$  und eine Monatsmitteltemperatur von  $0\text{--}10\text{ °C}$  im wärmsten Monat geprägt. Die Sommer sind kurz und kühl mit einer durchschnittlichen frostfreien Periode von  $< 45$  Tagen (Wein, 1999). Die Winter sind allgemein extrem kalt und lang (Weise, 1983).

Im gesamten Deltabereich kommt es zu starken mikroklimatischen Unterschieden. Die Lena transportiert Wärme aus den gemäßigten Breiten in die arktische Küstenregion. Diese Wärme verteilt sich in Abhängigkeit von den hydrologischen Gegebenheiten ungleichmäßig im Delta. Der regelmäßig durchströmte Ostteil des Deltas ist deshalb wärmer als der westliche Teil (Grigoriev et al., 1996).



**Abb. 3.5:** Klimadiagramm der Stadt Tiksi (Roshydromet, 2009).

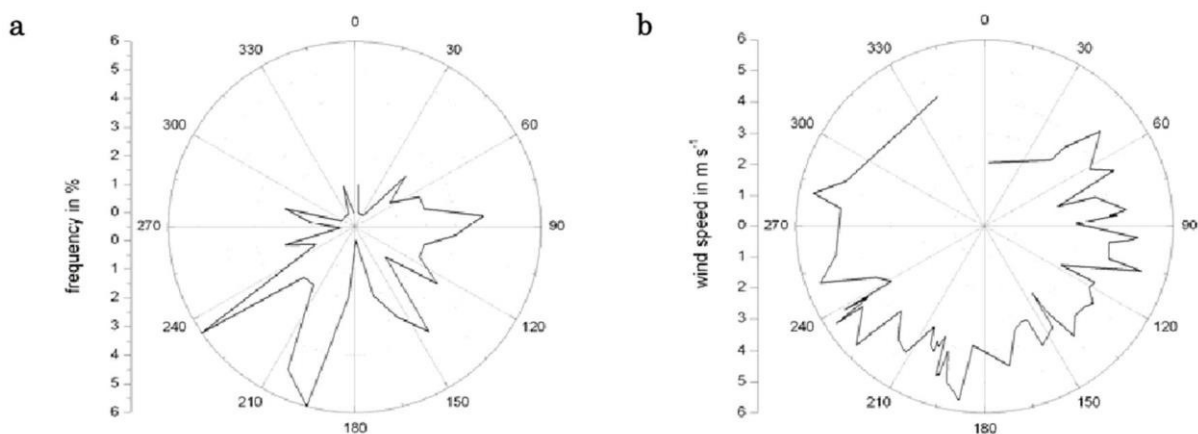
Im Schnitt sind das Lena-Delta sowie die angrenzende Laptev-See 8-9 Monate eis- bzw. schneebedeckt (Schwamborn et al., 2002a). Das Zufrieren der Laptev-See verstärkt die kontinentale Klimakomponente durch die hohe Albedo von Eis und Schnee und hemmt den milden Einfluss des Meerwassers auf die Temperatur (Blümel, 1999). Verstärkt wird der ozeanische Einfluss mit feuchter, kühler Luft und z.T. starken Winden vom Nordpolarmeer (Wein, 1999). Aufgrund der geographischen Lage in den hohen Breiten herrscht von Mai bis August Polartag und von November bis Februar Polarnacht. Die Sonneneinstrahlung ist in der Zeit der

Polarnacht nahe Null. Eine positive Strahlungsbilanz und Temperaturen über  $0\text{ °C}$  werden nur während des kurzen arktischen Sommers von Juli bis August erreicht (Gukov, 2001).

Für das Lena-Delta können die Temperatur- und Niederschlags-Daten der südöstlich liegenden Stadt Tiksi herangezogen werden. Die Mittelwerte einer 30-jährigen Messreihe (1962 bis 1990) von Roshydromet (2009) sind in Abb. 3.6 dargestellt. In Tiksi liegt die mittlere Jahrestemperatur bei 13,5 °C. Die Temperatur-Amplitude zwischen dem kältesten Monat Januar (-32,4 °C) und dem wärmsten Monat August (7,1 °C) beträgt 39,5 °C (Blümel, 1999; Wüthrich & Thannheiser, 2002). Wie aus dem Klimadiagramm ersichtlich ist, sind die Unterschiede im Jahresverlauf sehr groß. Typisch für Nordost-Sibirien sind die geringen Niederschläge. Im Lena-Delta liegt der Niederschlag, trotz Küstenlage, bei lediglich 323 mm pro Jahr, wovon fast 30% im Sommer (Juli und August) fällt. Ein weiteres Maximum tritt im Dezember auf (siehe Abb. 3.3). Trotz geringer Niederschläge kommt es zu einer Überfeuchtung der Landschaft durch die stauende Wirkung des Dauerfrostbodens mit nur geringmächtiger Auftauschicht, sodass das Klima als humid einzustufen ist. Dies wird durch die niedrigen Temperaturen und der daraus resultierenden geringen Evapotranspiration verstärkt (Walker, 1998).

Während der trockenen Wintermonate (Ende September bis Anfang Juni) akkumuliert bis zur Schneeschmelze nur eine geringmächtige Schneedecke (i.d.R. <40 cm), die aufgrund starker Winde häufig verweht wird und somit nicht geschlossen ist (Weise 1983). Die Schneeschmelze setzt üblicherweise Anfang Juni ein und markiert den Beginn der ca. dreimonatigen Vegetationsperiode von Mitte Juni bis Mitte September (Wille et al., 2008).

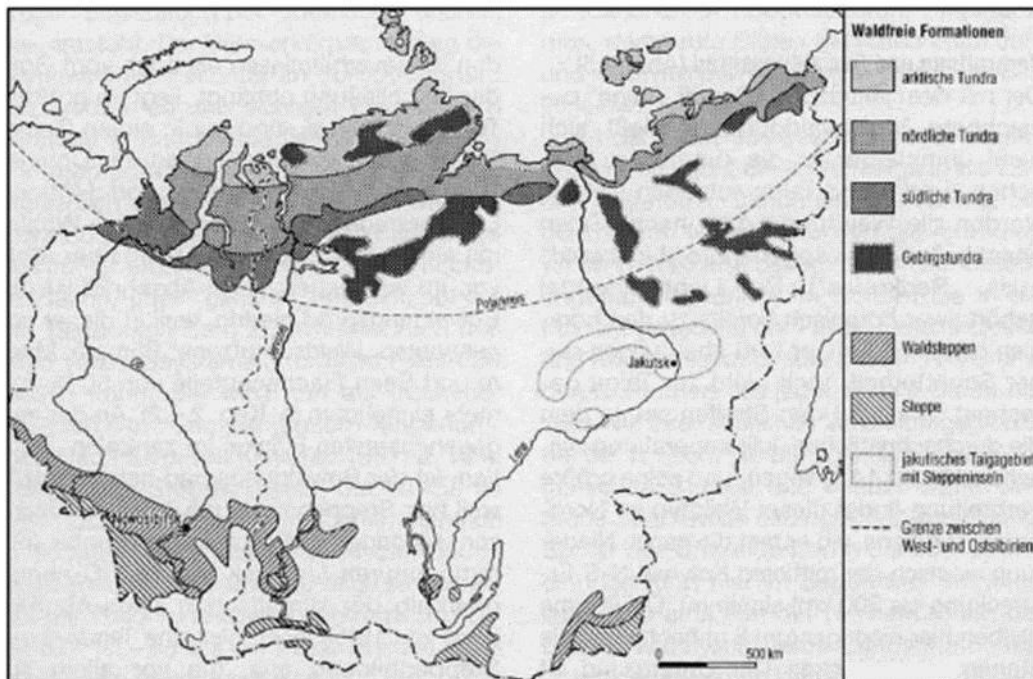
In den Wintermonaten herrschen in der gesamten Deltaregion Winde aus südlichen und südwestlichen, im Sommer dagegen aus nördlichen und nordöstlichen Richtungen vor. Die jährliche mittlere Windgeschwindigkeit beträgt im Süden der Laptev-See 5-7 m/s. Vor allem im Winter werden erhöhte Windgeschwindigkeiten beobachtet, wobei die meisten Stürme mit Windgeschwindigkeiten von über 20 m/s zum Winteranfang auftreten. Im Sommer werden die wenigsten Sturmtage verzeichnet (Gukov, 2001). Aufgrund des weitestgehend flachen Reliefs werden Windereignisse in ihren Intensitäten kaum gebremst.



**Abb. 3.6:** Windrichtung und -stärke der Wintermonate in Tiksi (Morgenstern, 2005).

### 3.5 Vegetation

Das Lena-Delta befindet sich innerhalb der zirkumarktischen Florenzone (Meusel & Jäger, 1992) und der arktischen Tundra<sup>5</sup> (Chernov & Matveyeva, 1997) (siehe Abb. 3.7).



**Abb. 3.7:** Die waldfreien Zonen Sibiriens (Wein, 1999).

Die Vegetationsperiode beträgt temperaturbedingt nur 1-3 Monate und verkürzt sich in Richtung Norden. Ebenso werden Artenvielfalt und Wuchshöhe in nördlicher Richtung geringer. Während der Vegetationsperiode läuft die biologische Aktivität unter den Ganztagsbedingungen des Polartages ab (Frey & Lösch, 2004). Die Pflanzen dieser Zone sind an extreme Umweltbedingungen wie ungünstige Boden-, Licht-, Temperatur-, Wind- und Wasserverhältnisse angepasst. In Bezug auf das Pflanzenwachstum und die Entwicklung ist die Temperatur der wichtigste begrenzende Faktor (Bliss, 1960). Aleksandrova (1980) zählt den größten Teil des Lena-Deltas zum Omoloy-Indigirka-Distrikt (Yana-Indigirka-Subprovinz) der Ostsibirischen Provinz der subarktischen Tundra. Die Vegetationsbedeckung im nördlichen Gürtel des Distrikts ist charakterisiert durch Hummock- bzw. Tussock-Tundra.

Das nordwestliche Delta liegt der bioklimatischen Untergliederung Yurtseys (1994) zufolge in der Zone C der typischen Tundra. Dort sind weniger als 50% der Bodenoberfläche von Vegetation bedeckt, wobei eine mosaikartige Verteilung der 3-5 cm dicken Mooschicht, der 5-10 cm hohen Gräser und Seggen vorliegt (Wein 1999; Yurtsey 1994). Zwergsträucher treten aufgrund der niedrigen Temperaturen, bei einer durchschnittlichen Juli-Isotherme von

<sup>5</sup> Als Tundra wird die Vegetationszone bezeichnet, die sich von der nördlichen Baumgrenze der Waldtundra (ungefähr Juliisotherme von 2°C) erstreckt (Walter & Breckle, 1986; Aleksandrova, 1977).

5-7 °C, nur selten auf und erreichen eine Höhe von maximal 15 cm. Basierend auf den geringen Temperaturen zählt das CAVM Team, 2003, den Nordwesten des Deltas zu den Feuchtgebieten der kälteren Regionen der Arktis. Die Zone D nimmt den restlichen Teil des Lena-Deltas ein (Yurtseys, 1994). Hier herrschen bessere Wuchsbedingungen bei einer mittleren Juli-Temperatur von 7-9 °C vor, wodurch eine nahezu geschlossene Vegetationsbedeckung von 50-80% vorliegt (Wein, 1999; Chernov & Matveyeva, 1997). Die Vegetation ist charakterisiert durch eine 10-40 cm hohe Zwergstrauch- und Grasbedeckung, die von einer 5-10 cm dicken Moosschicht unterlagert wird (CAVM Team, 2003). Nach der zirkumarktischen Vegetationskarte (CAVM Team, 2003) wird der größte Teil des Deltas durch Feuchtgebiet-Gesellschaften mit Seggen, Moosen und Zwergsträuchern (W2) dominiert. Trockene Standorte, wie Wälle in *low-center* Polygonen oder Erdbülten, können auch zu großen Teilen aus feuchter Seggen-, Zwergstrauch und Moos-Tundra bestehen (G3). Typische Gesellschaften stellen Kleinseggensümpfe und Moore dar.



**Abb. 3.8:** Vegetationsbedeckung auf der Eiskomplexinsel Kurungnakh (Fotos: A. Morgenstern, 2014).

## 4. Material und Methoden

### 4.1 Fernerkundungsdaten

Die für die Analysen der Untersuchungsgebiete genutzten Daten wurden dem internen Datenpool des AWI entnommen. Es handelt sich hierbei um Satellitenbilder der Erdbeobachtungssysteme Kompsat-2, RapidEye, Hexagon und Corona.

Die elektromagnetische Strahlung wird von den optisch-mechanischen Scannern der Kompsat-2 und RapidEye-Satelliten in jeweils fünf Spektralbereichen (Kanälen) aufgenommen (siehe Tab.4.1). Aus der Art der aufgenommenen Strahlung lassen sich spektrale Informationen über die beobachteten Objekte ableiten, da der Anteil der emittierten und reflektierten Strahlung für jedes beliebige Objekt mit der Wellenlänge variiert (Gruen & Kocaman, 2008).

Im Juli 2006 erreichte das Erdbeobachtungssystem Kompsat-2 eine 685 km hohe sonnensynchrone Erdumlaufbahn. Der Satellit stellt Bildmaterial mittels seiner Multispektralkamera mit einer schwarz-weiß-Ortsauflösung von ca. einem Meter und einer hohen bis sehr hohen räumlichen bzw. spektralen Auflösung auf vier Farbkanälen und einer Szenenlänge von 15 m bereit (Seo et al., 2008).

Das Erdbeobachtungssystem RapidEye besteht aus 5 Satelliten, die mit optischen Kameras ausgestattet sind. Seit August 2008 stellt RapidEye Aufnahmen der Erdoberfläche in hohen Wiederholungsraten zur Verfügung, wodurch eine hohe Aktualität der Informationsdaten gewährleistet ist. So ist es möglich, das System täglich auf jeden Punkt der Erde auszurichten. RapidEye beobachtet die Erde aus einer Höhe von 630 km. Die aufgenommenen Szenen decken großflächige Gebiete mit einer Aufnahmebreite von 80 km ab (Borg et al., 2012).

**Tab. 4.1:** Eigenschaften der Spektralkanäle der Satelliten Kompsat-2 bzw. RapidEye<sup>6</sup>.

Kompsat-2			RapidEye		
Kanal	Wellenlänge [λ, μm]	Auflösung [m/px]	Kanal	Wellenlänge [λ, μm]	Auflösung [m/px]
1 (B)	0,45 - 0,52	4	1 (B)	0,44 - 0,51	6,5
2 (G)	0,52 - 0,60	4	2 (G)	0,52 - 0,59	6,5
3 (R)	0,63 - 0,69	4	3 (R)	0,63 - 0,68	6,5
4 (NIR)	0,76 - 0,90	4	4 (RE) <sup>7</sup>	0,69 - 0,73	6,5
5 PAN	0,50 - 0,90	1	5 (NIR)	0,76 - 0,85	6,5

<sup>6</sup> Die in Tab. 4.2 enthaltenen Informationen basieren auf Gruen & Kocaman, 2008.

<sup>7</sup> Der Wellenlängenbereich des Red-Edge liefert Aussagen über den Chlorophyllgehalt von Pflanzen.



Die Aufklärungssatelliten der USA KH (*Key Hole*) umfassen verschiedene Generationen, wobei KH-1 bis KH-4 unter dem Decknamen „Corona“ im Zeitraum von 1960 bis 1974 betrieben wurde (McDonald, 1997), während Hexagon bzw. KH-9 zwischen 1971 und 1986 eingesetzt wurde. Seit 1995 sind die Daten öffentlich zugänglich und werden aufgrund ihrer hohen photographischen Qualität auch heute noch verwendet (Dashora et al., 2007).

Die Corona-Satelliten verfügen über eine Panoramakamera mit photographischem Film, der quer zur Flugrichtung und zylindrisch in Brennweite auf dem Belichtungsschlitz liegt (Bollmann & Koch, 2002a). Geometrische Auswertungen sind jedoch aufgrund starker Verzerrungen nur schwer durchzuführen (Buchroithner, 1989). So war die Kamera auf einem drehbaren Rad aufgehängt. Beim Flug zeigte der Satellit mit der Spitze in die Flugrichtung, die Kameras drehten sich im Inneren 90 Grad gegen die Flugrichtung und bildeten so einen Streifen Land auf dem Film ab. Entlang der Flugrichtung aufgenommene, am Boden gerade verlaufende Linien sind im Nadirbereich gerade und parallel abgebildet, während bei einer Neigung der Aufnahmeplattform diese Parallelität verloren ging. Je weiter die Kamera zur Seite ausschwenkte, desto größer wurde die Verzerrung. Es resultierte eine Stauchung der Bodenelemente in den Randbereichen des Bildstreifens, was eine an den Rändern zweieinhalbmals kleinere geometrische Auflösung als in der Streifenmitte zur Folge hat (McDonald, 1997). Einen weiteren Verzerrungsfaktor stellt die Zeilenschiefe dar. Diese kam dadurch zustande, dass sich die Kamera, nachdem sie einen Streifen abgelichtet hat, zurückbewegte und den nächsten Streifen aufnahm, währenddessen sich der Satellit im Orbit weiter bewegt hatte, sodass der neue Streifen versetzt vom ersten war. Hinzu kommt eine starke Panoramaverzerrung aufgrund der zylindrischen Bildebene (McDonald, 1997). Die notwendige Datenaufbereitung des im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Corona-Bildes wurde bereits von Günther, 2009, durchgeführt.

Für das Lena-Delta liegt weiterhin ein Hexagon-Mosaik aus Szenen des Jahres 1975 vor (G. Grosse; nicht publiziert). Der Satellit Hexagon stellte panchromatische Bilddaten mit einer geometrischen Auflösung von 10 m/px aus einer Orbithöhe von 115 km bereit (Chester, 1985).

Aufgrund einer etwas lückenhaften Abdeckung des Eiskomplexes durch die ausgewählten Satellitenbilder, ist dieser nicht ganz konsistent erfasst (siehe Abb. 4.1), wodurch jedoch keine Mängel in der Aussagekraft der Untersuchungen zu erwarten sind.

Die Tab. 4.2 gibt einen Überblick über die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten Satellitendaten.

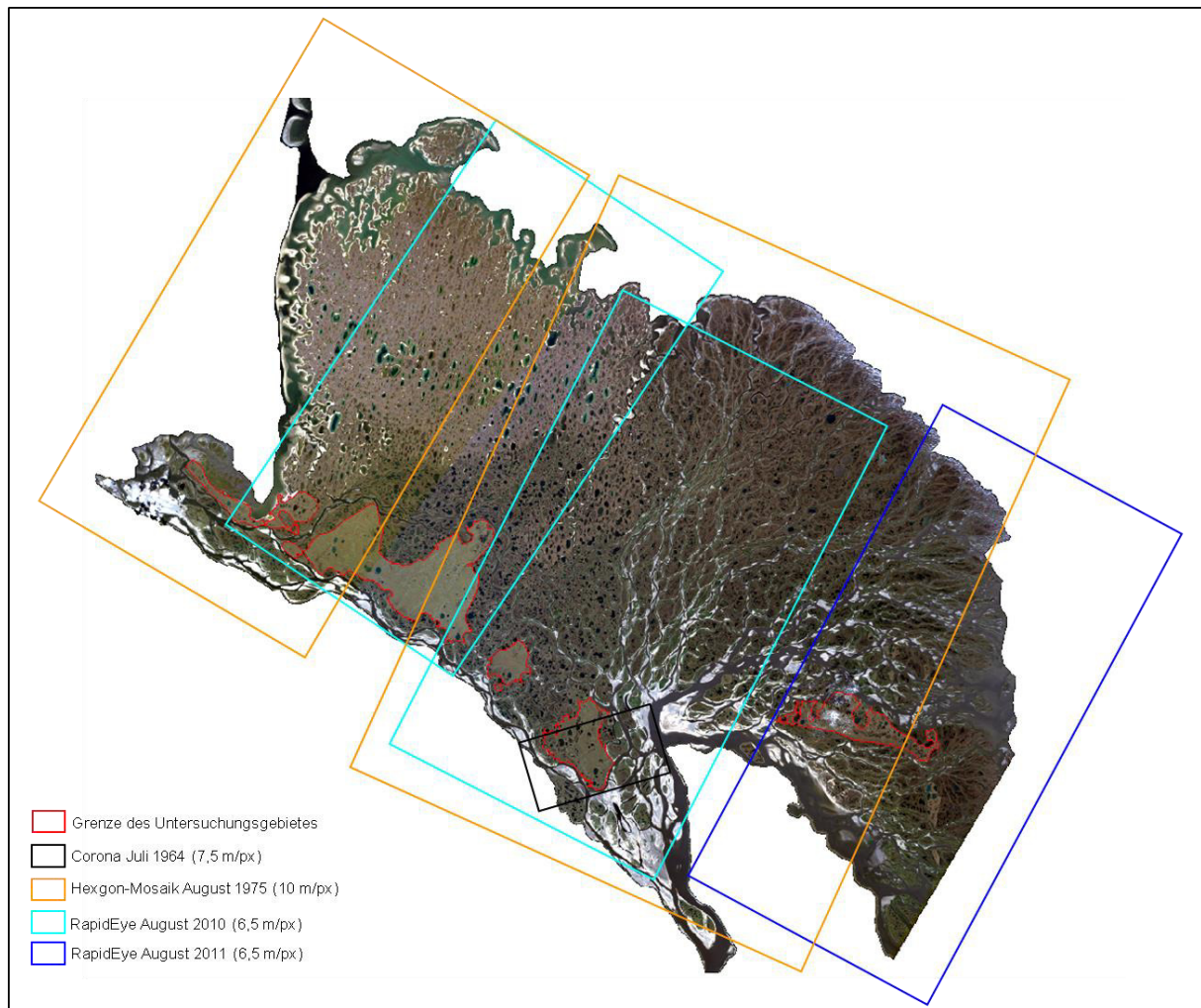
**Tab. 4.2:** Überblick über die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten Satellitendaten.

Region <sup>8</sup>	Datentyp	Aufnahmezeitpunkt	geometrische Auflösung [m/px] <sup>9</sup>
Ebe Basyn	Hexagon	14.07.1975	10
	RapidEye	14.06.2009	6,5
		23.08.2010	
Khardang	Hexagon	14.07.1975	10
	RapidEye	14.06.2009	6,5
		23.08.2010	
	Kompsat-2	30.08.2011	4
Dzhangylakh	Hexagon	14.07.1975	10
	RapidEye	27.06.2009	6,5
		04.08.2010	
	Kompsat-2	30.08.2011	4
Kurungnakh	Corona	04.07.1964	7,5
	Hexagon	14.07.1975	10
	RapidEye	27.06.2009	6,5
		04.08.2010	
		04.07.2011	
	Kompsat-2	30.08.2011	4
Sobo	Hexagon	14.07.1975	10
	RapidEye	17.06.2011	6,5
		10.08.2011	
	Kompsat-2	04.07.2011	4

In Abb. 4.1 ist die räumliche Abdeckung der Untersuchungsgebiete durch die verwendeten Satellitendaten dargestellt.

<sup>8</sup> Die Daten decken z.T. nur Ausschnitte der jeweiligen Region ab.

<sup>9</sup> Für Corona nach McDonald, 1997; für Hexagon nach Chester, 1985; für RapidEye und Kompsat-2 nach Gruen & Kocaman, 2008.



**Abb. 4.1:** Abdeckung der verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik in der RGB-Kombination 4-5-3 (Schneider, 2005). Die exakten Aufnahmezeitpunkte können dem Anhang entnommen werden.

## 4.2 Software

Für die Georeferenzierung bzw. Orthorektifizierung der Satellitendaten, wodurch diese auf eine einheitliche räumliche Basis gebracht werden, wurde die Software PCI Geomatica des Herstellers *PCI Geomatics Inc* für die Kompsat-2 Daten verwendet. Dabei handelt es sich um ein Fernerkundungs-Desktop-Software-Paket für die Verarbeitung von Erdbeobachtungsdaten.

Die Analysen der Thermoerosionstäler innerhalb der Untersuchungsgebiete wurden mithilfe eines Geoinformationssystems (GIS) durchgeführt. Für diese Arbeit wurde die Produktreihe *ArcGIS™* 10.1 der Firma *Environmental Systems Research Institute* (ESRI) verwendet.

Für die Klassifikation der Schneebedeckung wird das Softwarepaket *ENVI™* (Environment for Visualizing Images) der Version 4.1 des Herstellers *Research Systems* genutzt.

### 4.3 Vorprozessierung

Auf der Basis der Fernerkundungsdaten wurde folgende Vorgehensweise verfolgt:

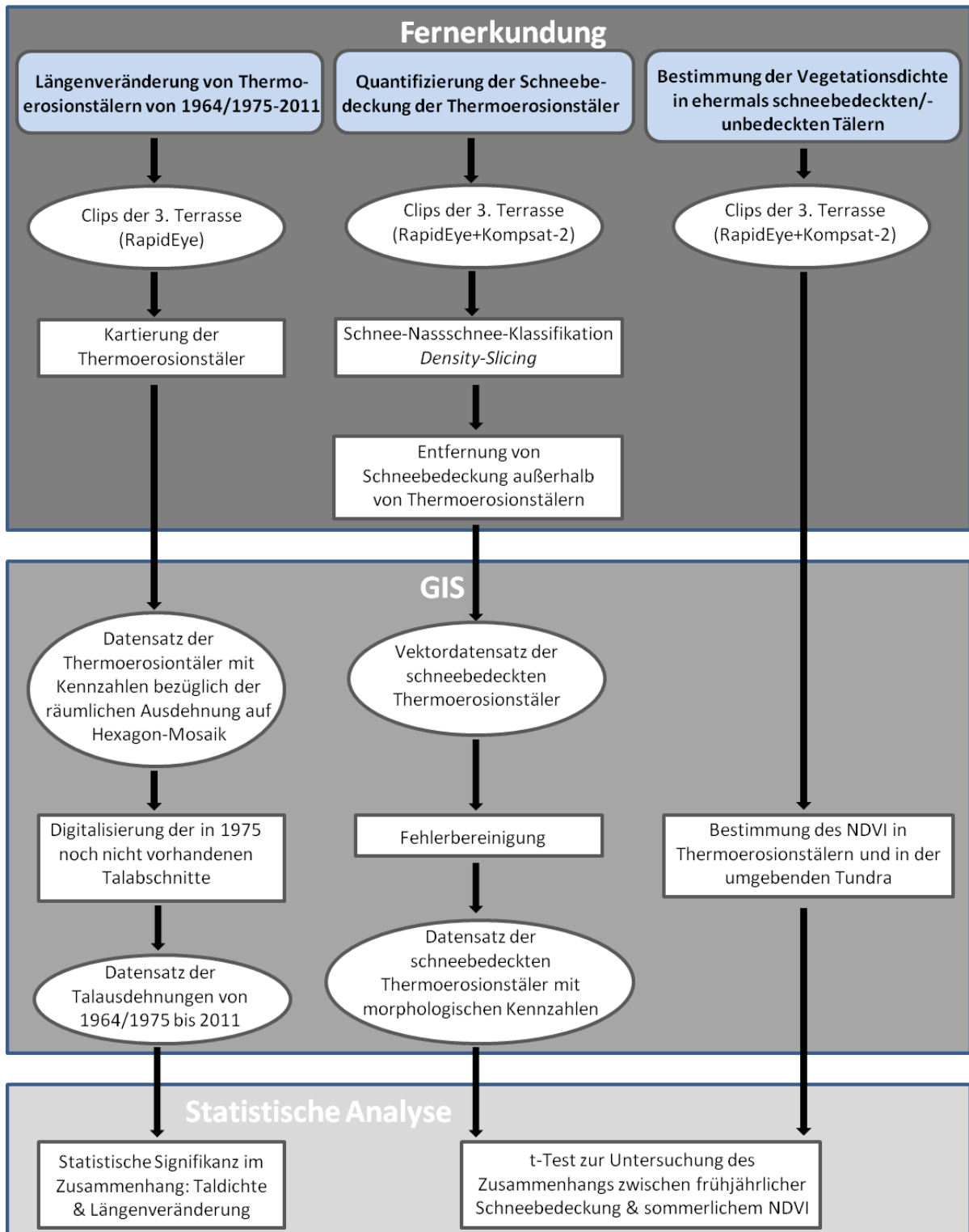


Abb. 4.2: Schema zur Vorgehensweise der vorliegenden Masterarbeit.

Die Untersuchungen mittels Fernerkundung und GIS, welche *Change Detection*<sup>10</sup>, *Density Slicing*-Klassifikation sowie die Bestimmung des Vegetationsindex (NDVI) umfassen, erfordern eine Datenkallibrierung durch Georeferenzierung, wodurch die Bildkoordinaten in geographische Koordinaten überführt werden (Le Moigne et al., 2011).

Rohdaten von Fernerkundungssensoren sind stets verzerrt und haben kein Koordinatensystem, sodass sie für Analysen im GIS vorerst unbrauchbar sind (Sabins, 1997). Die Verzerrungen sind unter anderem dadurch begründet, dass die Rohdaten die unregelmäßige Erdoberfläche repräsentieren und somit der Einflussfaktor der Erdkrümmung zum Tragen kommt (Bauer, 1994). Weiterhin unterliegen die Sensoren selbst Störeinflüssen aufgrund der Bewegung der Satelliten (z.B. Dreh- bzw. Verschwenkbewegungen). Außerdem liegen Verzerrungen in bestimmten Bereichen der zentralperspektivischen Aufnahmen mit einem Projektionszentrum vor, sodass lediglich der Bereich direkt unterhalb der Kamera (Nadirbereich) verzerrungsfrei ist (Sabins, 1997). Eine Orthorektifizierung ist somit notwendig, um die Satellitendaten kartengerecht aufzuarbeiten bzw. zu verorten indem diese Einflüsse aus den Rohdaten entfernt werden (Le Moigne et al., 2011).

#### **4.3.1 Georeferenzierung**

Im Rahmen der Georeferenzierung wurde für zeitlich konsistente Satellitendaten der Untersuchungsgebiete jeweils ein Projekt mithilfe des Orthoengine Moduls der PCI Geomatica Software aufgesetzt. Innerhalb dieses Projektes wurde die räumliche Auflösung der jeweiligen Multispektralsensoren RapidEye und Kompsat-2 Daten (siehe 5.1) angegeben und die UTM-Zone, in der die Daten verortet werden sollen, auf die UTM-Zone 52 mit dem Mittelmeridian 012° O festgelegt.

Im ersten Schritt wurden für die jeweiligen Daten *Band Stacks* erstellt, indem die multispektralen Kanäle (B, G, R, NIR) mithilfe des Werkzeugs *merge* zusammengefasst wurden. Auf der Grundlage bereits orthorektifizierter RapidEye-Daten wurden anschließend in jeder unreferenzierten RapidEye- und Kompsat-2-Szene 10 bis 12 Passpunkte gesetzt. Es ist darauf zu achten, dass die Passpunkte möglichst gleichmäßig über die Szene verteilt werden (Le Moigne et al., 2011). Außerdem sollten sie in Bereichen angebracht werden, die möglichst unbeeinflusst von geometrischen Veränderungen, z.B. aufgrund von Erosion und saisonal bedingter Veränderungen, sind. Anhand des RMS-Fehlers<sup>11</sup> sowie durch den direkten Vergleich mit bereits georeferenzierten Satellitenbildern der jeweils gleichen Region,

---

<sup>10</sup> hier: die Längenveränderung der Thermoerosionstäler von 1964/1975 bis 2011.

<sup>11</sup> Der RMS (Root-Mean-Square)-Fehler ist das quadratische Mittel aller Residuen, welche die Differenz zwischen der gesetzten Position der Passpunkte und der Ist-Position der jeweiligen Punkte darstellt. Der RMS-Fehler ist somit ein Maß für den Fehler der Passpunktsetzung und beschreibt, wie gleichmäßig die Transformation zwischen den verschiedenen Passpunkten ist.

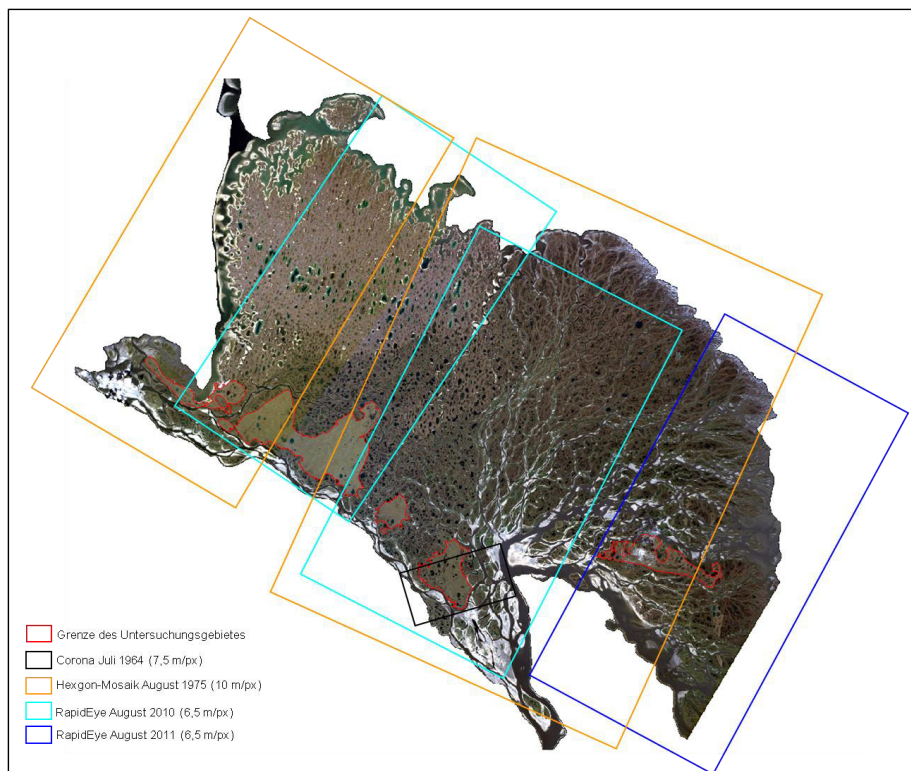
konnten die Ergebnisse der Georeferenzierung auf ihre Exaktheit überprüft werden (Günther et al., 2013).

#### ***4.3.2 Orthorektifizierung basierend auf dem Toutin's Modell***

Die Orthorektifizierung basiert auf dem Toutin's Modell, das automatisiert in der *PCI Geomatica* Software integriert ist. Dieses Modell nutzt ein strenges mathematisches Modell, das im *Canada Centre for Remote Sensing (CCRS)* entwickelt wurde und reflektiert die physikalischen Gegebenheiten der gesamten Projektionsgeometrie. Es integriert alle Verzerrungen, die während der Aufnahme eines Satellitenbildes entstehen (Toutin, 2003). Die Verzerrungen, die das Toutin's Modell behandelt, beinhalten solche, die auf der Plattform, dem Sensor und der kartographischen Projektion beruhen. Die Integration der Summe dieser Verzerrungen in ein mathematisches Modell ergibt einen Datensatz von korrelierten unbekanntem Parametern, der später auf einen Datensatz unabhängiger unkorrelierter Parameter reduziert wird (Toutin & Cheng, 2002).

#### 4.4 Kartierung & Change Detection der Thermoerosionstäler

Die statistische Analyse der Längenveränderung der Thermoerosionstäler der Untersuchungsgebiete beruht auf einer *Change Detection*, im Rahmen derer auf der Basis dreier RapidEye Szenen vom 4. und 23. August 2010 bzw. 10. August 2011 (siehe Abb. 4.3) die Thermoerosionstäler kartiert werden. In dem darauffolgenden Schritt sollen auf der Basis des Hexagon-Mosaiks sowie des entstandenen Thermoerosionstal-Layers die im Juli 1975 noch nicht vorhandenen Talabschnitte erfasst werden. Für den gesamten südlichen bis südwestlichen Teil Kurungnakhs wird weiterhin eine hochaufgelöste Fallstudie durchgeführt, für die auf der Grundlage einer Corona-Satellitenbilddaufnahme und dem erstellten Thermoerosionstal-Layer die Tallängenveränderungen zwischen dem 04. Juli 1964 und dem 14. Juli 1975 bestimmt werden.



**Abb. 4.3:** Abdeckung der für die Kartierung der Thermoerosionstäler des Eiskomplexes verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik in der RGB-Kombination 4-5-3 (nach Schneider, 2005). Die exakten Aufnahmezeitpunkte können dem Anhang entnommen werden.

Im Rahmen der Kartierung sollen alle Thermoerosionstäler der Eiskomplexinseln Kurungnakh und Khardang sowie Sobo digitalisiert werden.

Die Kartierung wird auf der Grundlage des NIR-Kanals der RapidEye-Szenen durchgeführt, der über den roten Kanal gelegt wird. Auf diese Weise wird Wasser, das sich in den Thermoerosionstälern sammelt und deren Konturen somit nachzeichnet, gut identifizierbar (Kronberg, 1985). Die Anwendung der *current display extent*-Statistik in ArcGis ermöglicht weiterhin eine bessere Visualisierung von Kontrasten innerhalb eines Rasterdatensatzes, da der Algorithmus, der die Statistik berechnet, die Berechnung auf den gesamten Datensatz

ausführt (Ahlberg & Shneiderman, 1994). Das heißt, dass das Falschfarbenbild, das theoretisch in 255 Pixelwerten dargestellt wird, was praktisch jedoch kaum realisiert wird, über die Funktion „current display extent“ neu berechnet wird, wobei die Pixelwerte auf 255 Werte gestreckt werden. Dadurch werden künstlich mehr Abstufungen in der farblichen Darstellung erzeugt, was die Konturen der Geländeoberfläche deutlicher erscheinen lässt (Ahlberg & Shneiderman, 1994).

Die Thermoerosionstäler wurden mithilfe von *ArcGis 10.1* durch *Polylinien* nachgezeichnet. Die Kartierung wurde stets im gleichen Maßstab durchgeführt, da anderenfalls ein verändertes Kartierungsverhalten die Vergleichbarkeit der Ergebnisse beeinträchtigen könnte. Es wurden ausschließlich solche Täler in die Analyse einbezogen, deren Kanten im Allgemeinen gut erkennbar und somit gut von der umgebenen Geländeoberfläche abgrenzbar sind. Allerdings zeigten einige Thermoerosionstäler Abschnitte auf, die kaum identifizierbar waren. Solche Abschnitte wurden dennoch mithilfe einer zu einem anderen Zeitpunkt aufgenommenen Szene eingezeichnet, um ein hydrologisch in sich geschlossenes Flussnetz zu digitalisieren. Einen Grund für die mangelnde Erkennbarkeit von Talabschnitten könnte der Sonnenstand darstellen, durch den Konturen der Täler durch das einfallende Licht teilweise verschluckt werden. Eine weitere Schwierigkeit stellten wolkenbedeckte Regionen dar. Diese sind lokal jedoch sehr eingeschränkt und können daher aus der Analyse ausgeschlossen werden, ohne diese signifikant zu beeinträchtigen.

Die auf der Grundlage der RapidEye-Szenen erstellten Polyline-Layer wurden anschließend auf das Hexagon-Mosaik bzw. im Fall der hochaufgelösten Fallstudie für Kurungnakh außerdem auf das Corona-Bild gelegt. Mithilfe des Werkzeugs *Trace* können innerhalb eines neuen Layers, die Talabschnitte exakt auf den Polylinien nachgezeichnet werden, die im Jahr 1975 bzw. 1964 noch nicht existiert haben.

#### ***4.4.1 Visualisierung der regionsspezifischen Thermoerosionstaldichte und Tallängenzunahme***

Die Thermoerosionstaldichte bzw. die Zunahme der Thermoerosionstallänge pro Flächeneinheit wurde durch Gitternetzquadrate bei unterschiedlichen Schwellenwerten visualisiert. Dies soll eine visuelle Erfassung der Ballungsregionen der Thermoerosionstäler bzw. solcher Regionen ermöglichen, in denen besonders starke bzw. geringe längenmäßige Zunahmen im Betrachtungszeitraum zu verzeichnen sind. Hierfür wird in ArcGIS mit Hilfe des Werkzeugs *Fishnet* ein Gitternetz mit einer Maschenweite von 4000 m<sup>2</sup> über das gesamte Untersuchungsgebiet gelegt. Eine größere Maschenweite würde eine zu große Unschärfe mit sich führen, während eine kleinere Maschenweite weniger Thermoerosionstalabschnitte pro Gitter umfassen würde und somit die Aussagekraft in Hinblick auf Regionen mit starken bzw. schwachen Veränderungen abschwächen würde, da



keine Peaks erkennbar wären. Die gewählte Maschenweite stellt einen guten Kompromiss zwischen diesen beiden Einschränkungen dar.

Die Differenzabschnitte der Thermoerosionstäler, welche die längenmäßige Zunahme der Täler darstellen, wurden für jedes Untersuchungsgebiet durch das Werkzeug *merge* zusammengefasst, sodass die Attributtabelle eine einzige Längenangabe anzeigt, welche die gesamte Längenzunahme für das Untersuchungsgebiet angibt. Anschließend wurde dieses Layer entlang des Gitternetzes mittels des Werkzeugs *intersect* zerschnitten, sodass Talabschnitte, die über die Gittergrenzen hinweggehen, dem jeweiligen Gitter zugeordnet wurden. Anhand des Werkzeugs *Spatial join* konnten im nächsten Schritt die Attribute der jeweiligen Gitter des Gitternetzes basierend auf einer räumlichen Beziehung mit den Attributen der Differenztalabschnitte vereint werden. Die Attributtabelle der entstandenen Datei zeigt somit die Länge der Differenztalabschnitte pro Gitter an. Unter *Symbols* in den *Properties* können die Gitter nach Schwellenwerten klassifiziert und farblich dargestellt werden. Die Bestimmung von fünf Klassen ergibt in Hinblick auf den Informationsgehalt eine angemessene Dichtekarte. Abschließend wurde das Gitternetz auf die Umrisslinie der Eiskomplexinseln mithilfe des Werkzeugs *clip* zugeschnitten.

#### **4.4.2 Untersuchung des Zusammenhangs: Thermoerosionstaldichte vs. Tallängenzunahme**

Die Korrelation zwischen Thermoerosionstaldichte und der Längenzunahme von 1975 bis 2010/2011 soll nun auf ihre statistische Signifikanz untersucht werden. Unterschiede zwischen diesen zwei Messgrößen werden statistisch als signifikant bezeichnet, wenn die Wahrscheinlichkeit, dass sie durch Zufall derart zustande kommen würden nicht über einer gewissen Schwelle liegt (Litz, 2003). Signifikanz bedeutet daher in der induktiven Statistik, dass ein überzufälliger Zusammenhang angenommen wird (Litz, 2003). Als Hypothese wird ein linearer Zusammenhang zwischen Thermoerosionstaldichte und längenmäßiger Ausdehnung der Täler über den Betrachtungszeitraum angenommen. Dies gilt es zu überprüfen. Hierfür wird die Thermoerosionstaldichte gegen die Längenzunahme in Excel geplottet und eine Trendlinie hinzugefügt. Der  $R^2$ -Wert der Korrelation gibt die Wahrscheinlichkeit an, mit der die Werte der x-Achse den jeweilig statistisch dazugehörigen y-Wert besitzen (Yule, 1897). Der  $R^2$ -Wert ist somit ein Maß für den Zusammenhang zwischen den zwei Variablen (Yule, 1897).

### **4.5 Atmosphärenkorrektur**

Im Rahmen der folgenden Analysen, welche die Schneeklassifikation und die NDVI-Bestimmung einschließen, werden aus den Satellitendaten spektrale Informationen extrahiert. Um diese Informationen unverfälscht zu erhalten, ist eine Atmosphärenkorrektur unabdingbar (Kaufmann, 1984). Diese dient der Entfernung von spektral verfälschten Einflüssen aus dem gemessenen Fernerkundungssignal nach dessen Durchgang durch die Atmosphäre. Eine solche Signalverfälschung entsteht durch die Streuung und Absorption der Sonnenstrahlung in den jeweiligen Atmosphärenschichten. Durch deren Einfluss wird die Erdoberfläche nicht nur durch direktes Sonnenlicht bestrahlt, sondern auch durch Streulicht in der Atmosphäre (Schiller, 2005). Die reflektierte und emittierte Strahlung vom Gelände wird erneut durch die Atmosphäre gestreut, bevor sie am Sensor ankommt. Das dort empfangene Signal ist daher, sowohl im sichtbaren Spektralbereich als auch im nahen Infrarot, in komplexer Weise verfälscht (Kaufmann, 1984). *ArcGIS* stellt im Gegensatz zu anderen fernerkundlich ausgerichteten GIS allerdings keine fertige Atmosphärenkorrektur bereit, sodass eine Atmosphärenkorrektur anhand des Modells *ATCOR2* (Richter, 1996) durchgeführt wurde, das im Softwarepaket *PCI Geomatics* implementiert ist.

Folgende Informationen sind für die Atmosphärenkorrektur notwendig<sup>12</sup>:

- Sensortyp (hier: RapidEye)
- Geländemodell
- Aufnahmezeitpunkt (Uhrzeit, Tag, Monat, Jahr)
- Position: geographische Länge und Breite
- Sonnenstand (Sonnenhöhe<sup>13</sup> und -Azimut<sup>14</sup>)

Das Modell *ATCOR2* empfiehlt sich im Vergleich zu anderen Modellen durch kurze Rechenzeiten mit zugleich guten Ergebnissen (im Unterschied zu einfachen Korrekturmodellen). Zudem sind die durch den Nutzer einzugebenden Parameterwerte leicht zu beschaffen (Richter, 1996).

---

<sup>12</sup> Informationen können den Metadaten der jeweiligen Satellitenszenen entnommen werden.

<sup>13</sup> Winkel eines Punktes über dem Horizont.

<sup>14</sup> Astrogeodätische Richtungsbestimmung mittels der Sonne, die auf einem Vermessungspunkt zu einem anderen Messpunkt durchgeführt wird. Dies dient einer Ausrichtung von Vermessungsnetzen nach astronomisch Nord bzw. Gitternord.

#### **4.6 Klassifikation der Schneebedeckung mittels Density Slicing-Methode**

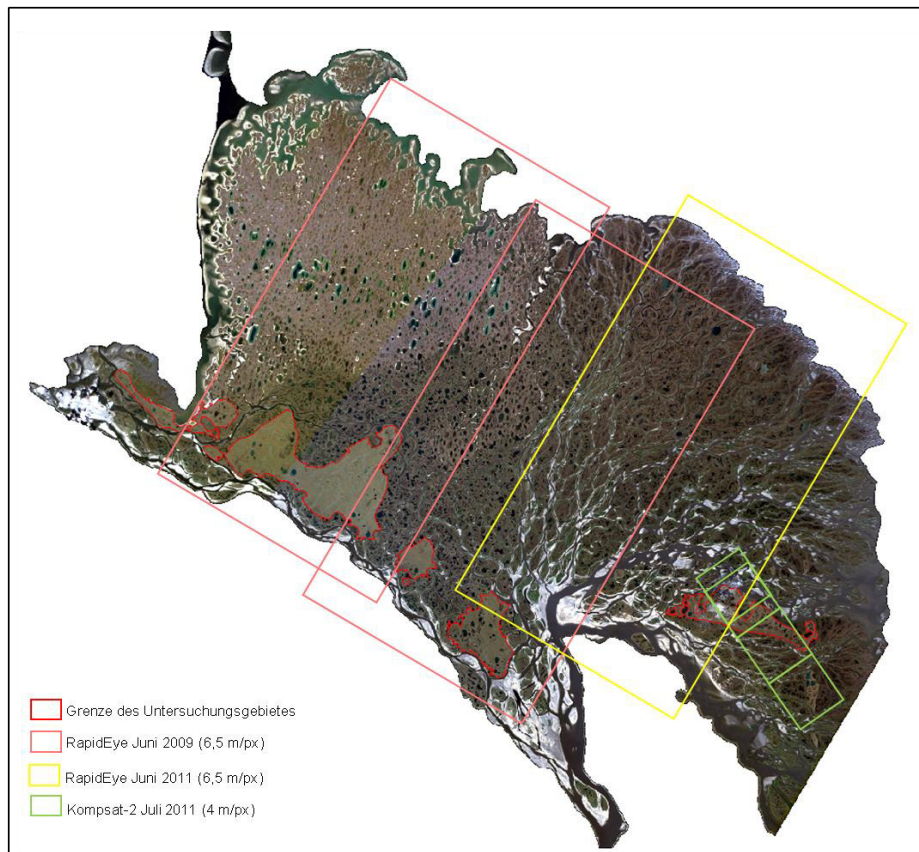
Bei der *Density Slicing*-Methode handelt es sich um eine schwellenwertbasierte Klassifikation, welche das Zusammenfassen von Grauwertbereichen eines Spektralkanals zu benutzerdefinierten Klassen und deren farbliche Codierung ermöglicht (Lillesand & Kiefer, 2000; Albertz, 2001). Durch die Ermittlung eines Schwellenwertes ist die eindeutige Zuordnung eines Pixels zu einem schneebedeckten Bereich möglich. Da Schnee am stärksten im Spektralbereich des nahen Infrarot reflektiert (Dozier, 1989), wird auf eine multispektrale Klassifikation verzichtet. Stattdessen werden die schneebedeckten Flächen der Untersuchungsgebiete allein auf der Grundlage des jeweiligen NIR-Bandes klassifiziert<sup>15</sup> (Lillesand & Kiefer, 2000). Ein weiterer Vorteil, den die *Density Slicing*-Methode gegenüber der multispektralen Klassifikation bietet, ist eine eindeutige Unterscheidung von eisbedeckten Regionen (z.B. Thermokarstseen) und schneebedeckten Bereichen, da Eis vor allem im blauen Spektralbereich reflektiert (Hall & Martinec, 1985).

##### **4.6.1 Durchführung der Density Slicing-Klassifikation**

Die Klassifikation der Schneebedeckung der Thermoerosionstäler Khardangs, Dzangylagkhs und Kurungnakhs wird auf der Basis zweier RapidEye-Szenen vom 14. bzw. 27. Juni 2009 durchgeführt, während die quantitative Bestimmung der Schneebedeckung Sobos auf einer RapidEye-Szene vom 17. Juni 2011 bzw. vierer Kompsat-2-Szenen vom 04. Juli 2011 basiert (siehe Abb. 4.5).

---

<sup>15</sup> In diesem Fall wird auch von *Single Band Density Slicing* bzw. *Gray-level Thresholding* gesprochen.



**Abb. 4.4:** Abdeckung der für die Analysen zur Schneebedeckung verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik in der RGB-Kombination 4-5-3 (nach Schneider, 2005). Die exakten Aufnahmezeitpunkte können dem Anhang entnommen werden.

Im Rahmen der Schneeklassifikation erwies sich die Definition zweier Klassen, „Schnee“ bzw. „Nassschnee“, als sinnvoll, da somit im Falle einer flächenmäßig unveränderten Schneebedeckung beim Vergleich der Monate Juni und Juli, dennoch eine qualitative Veränderung detektierbar ist. Auf diese Weise können Veränderungen der Intensität von Tauprozessen beim Vergleich unterschiedlicher Zeitpunkte erkannt werden.

Für die Bestimmung der jeweiligen Schwellenwerte der Schneeklassen, welche eine eindeutige Zuordnung der schneeabbildenden Pixel der zu Grunde liegenden Satellitendaten zu den Klassen „Schnee“ bzw. „Nassschnee“ voraussetzt, ist zu beachten, dass das Reflexionsvermögen von Schneeoberflächen vor allem von folgenden Faktoren abhängig ist: Schneealter, Verschmutzungsgrad, Flüssigwassergehalt der Schneedecke sowie Korngröße bzw. -form (Hall & Martinec, 1985).

Im Folgenden soll ein kurzer Abriss über das Spektralverhalten von Schnee, in Abhängigkeit der Einflussfaktoren auf das Reflexionsvermögen desselben, die Hintergründe der gewählten Schwellenwerte verdeutlichen.

Im nahen Infrarot ist die Albedo<sup>16</sup> von frisch gefallenem Schnee sehr hoch; sie sinkt allerdings mit zunehmendem Alter ab (siehe Abb. 4.4) (Hall et al., 1985).

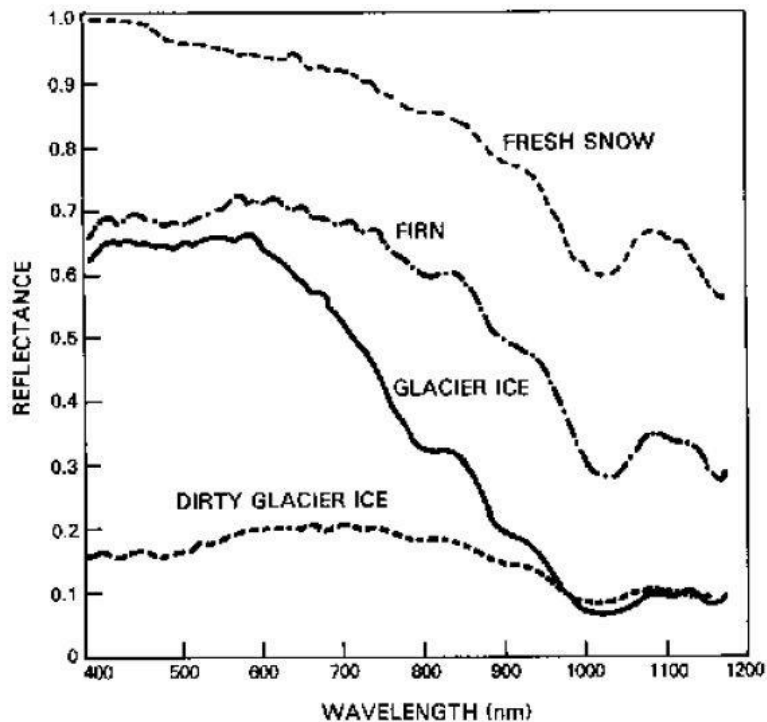


Abb. 4.5: Spektralverhalten unterschiedlicher Schnee- und Eistypen (Hall & Martinec, 1985).

Bei der Alterung von Schnee führt der einsetzende Schmelzvorgang zu einem Anwachsen der Schneekörner, wodurch sich diese zu größeren Schneepartikeln verbinden, welche die Breitbandalbedo verringern. Die Schneecalbedo kann so innerhalb weniger Tage im Bereich des nahen Infrarots um mehr als 25 % sinken (Hall et al., 1985). Die Albedo im sichtbaren Bereich hingegen reagiert weniger sensitiv auf den Alterungs- bzw. Tauprozess, wird allerdings stärker von Verunreinigungen im Schnee beeinflusst (Hansen & Nazarenko, 2004). Außerdem kann die darunterliegende Landmasse die Albedo beeinflussen, vor allem dann, wenn die Schneedecke nur sehr dünn ist. Die Tab. 4.3 zeigt eine Variationsbreite des Reflexionsvermögens verschiedener Schneetypen (nach König, 1995).

Tab. 4.3: Variationsbreite des Reflexionsvermögens verschiedener Schneetypen.

Schneetyp	Albedo
Neuschnee	0,75-0,90
alter Schnee	0,42-0,70
schmelzender Schnee	0,59-0,65
nasser Schnee	0,52

<sup>16</sup> Die Albedo ist das Rückstrahlungsvermögen einer Oberfläche bzw. das Verhältnis aus reflektierter zu einfallender Strahlung.

Der Flüssigkeitsgehalt einer Schneedecke ist abhängig von Form und Alter des Schnees und beträgt ca. 30 Vol-%. Der Rest besteht aus Eiskristallen und -körnern (10-40 Vol-%) sowie Luft (60-90 Vol-%) (Helbig, 1991).

Wasser in Oberflächennähe bewirkt vorwiegend im nahen Infrarot ein reduziertes Reflexionsvermögen und wirkt sich bei erhöhtem Flüssigkeitsgehalt auch auf den sichtbaren Bereich aus (Hall et al., 1985).

Obwohl Neuschnee nahezu isotrop reflektiert, steigt mit zunehmender Alterung und Sonnenzenitwinkeln der vorwärtsgerichtete Anteil der Strahlung an, während mit zunehmender Korngröße die anisotropische Natur der Reflexion überwiegt. Effektive Schneekornradien reichen dabei von 50  $\mu\text{m}$  für Neuschnee bis hin zu 1 mm für nassen Schnee, welcher aus Eis-Clustern besteht (Steffen, 1987). Die Schneeralbedo steigt ebenfalls bei allen Wellenlängen mit den Sonnenzenitwinkeln an. Zusätzlich verursacht Wolkenbedeckung für gewöhnlich ein Ansteigen der spektral integrierten Schneeralbedo aufgrund mehrfacher Reflexionen. Da Absorption und Reflexion bei Schneeoberflächen nur in den oberen Bereichen vorkommen, spielt die Schneehöhe für das optische Spektrum praktisch keine Rolle (Steffen, 1987).

Die Abnahme des durchschnittlichen relativen Reflexionsgrades im Spektralbereich von Schnee über Firn zu (verschmutztem) Eis der zugefrorenen Thermokarstseen stellt jenen Spektralbereich dar, in dem die Grauwerte der Bilddaten kaum eine Sättigung aufweisen, wodurch eine Unterscheidung der verschiedenen Schnee- und Eisformen möglich ist (Hall et al., 1985). Unter der Annahme, dass in jeder bearbeiteten Szene Bereiche mit Schnee, der noch nicht im Tauprozess ist, vorliegen, können die Reflexionswerte der verschiedenen Schneearten und des Seeees im Bereich des NIR in Bezug zu jenen des vermeintlichen ungetauten Schnees gesetzt werden.

Aus Abb. 4.4 ergeben sich folgende Durchschnittswerte:

- Schnee: Reflexionsgrad: 0,95 -->  $\rho/\rho_N=1$
- Nassschnee: Reflexionsgrad: 0,64 -->  $\rho/\rho_N= 0,67$
- Eis: Reflexionsgrad: 0,38 -->  $\rho/\rho_N= 0,4$

wobei  $\rho_N$  den Reflexionsgrad von Neuschnee= 0,95 darstellt.

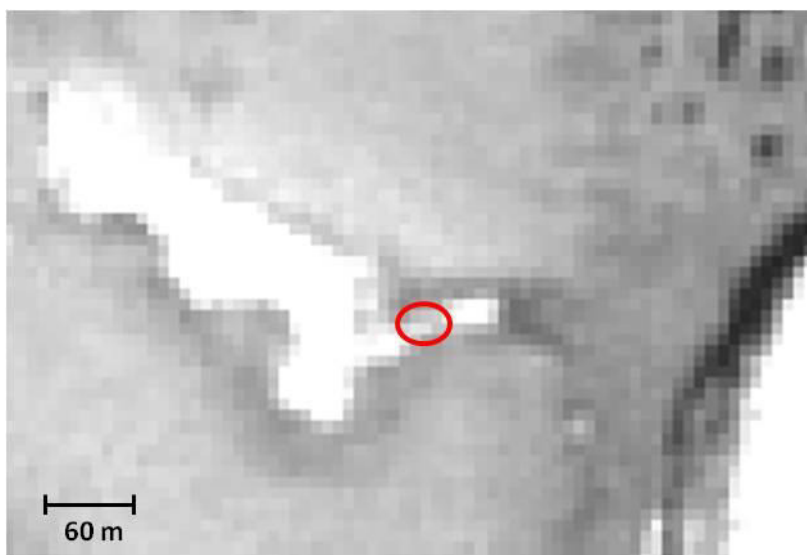
Diese Werte dienen als grobe Richtwerte. Unter ihrer Berücksichtigung wurden die Schwellenwerte, mit deren Hilfe die Zuordnung in eine der drei Klassen vorgenommen wurde, mittels visueller Kontrolle und Interpretation in einem Grauwertbild des Kanals 5 der RapidEye- und des Kanals 4 der Kompsat-2-Daten ermittelt.

Die Schwellenwerte für die drei Klassen wurden für jede Szene gesondert bestimmt und die Wertebereiche der einzelnen Kategorien derart angepasst, bis sich ein in sich konsistentes Klassifizierungsergebnis ergab (siehe Tab. 4.4).

**Tab. 4.4:** Schwellenwerte zur Klassifikation von Schnee und Nassschnee.

Datum	Sensor	Schnee		Nassschnee	
		DN	$\rho/\rho(N)$ [%]	DN	$\rho/\rho(N)$ [%]
14.06.2009	RapidEye	255-245	100-96	244-175	95-69
17.06.2009	RapidEye	255-245	100-96	244-163	95-64
27.06.2011	RapidEye	255-245	100-96	244-199	95-78
04.07.2011	Kompsat-2_1	255-252	100-99	251-185	98-71
	Kompsat-2_2	255-245	100-96	244-134	95-53
	Kompsat-2_3	255-232	100-91	231-142	90-56
	Kompsat-2_4	255-245	100-96	244-173	95-68
Schwellenmittelwerte:		100-96 %		95-66 %	

Einen Unschärfefaktor bei der Definition der Klassen, über den subjektiv gewählten Wert der Reflektivität, stellen so genannte Mischpixel dar, die sich vor allem an der Grenze zwischen schneebedeckten Bereichen und schneefreier Geländeoberfläche als problematisch erwiesen. Dabei handelt es sich um Pixel, die Signale von mehreren Objekten in Übergangsbereichen vereinen (siehe Abb. 4.6). Die Zuordnung solcher Pixel wird umso problematischer, je mehr Klassen vorhanden sind. Der Flächenanteil von Mischpixeln fällt bei Daten mit geringer räumlicher Auflösung höher aus, als bei hoher räumlicher Auflösung (Bryant et al., 1999). In der Auflösung von  $6,5 \times 6,5 \text{ m}^2$  der RapidEye-Daten tritt dieses Problem daher stärker auf, als für die  $4 \times 4 \text{ m}^2$  auflösenden Kompsat-2-Daten.



**Abb. 4.6:** Mischpixelproblematik im Untersuchungsgebiet Sobo. Markiert ist ein Bereich, dessen Pixel die Signale von Schnee- und Nassschnee bzw. von Nassschnee und Land vereinen.

Um eine plausible Grundlage für die Analyse zu erhalten, mussten die Klassifikations-Layer nach der Zuweisung der Pixel zu den Klassen „Schnee“, „Nassschnee“ und „schneefreie Oberfläche“ von eindeutigen Klassifikationsfehlern bereinigt werden. Dazu wurden die Klassifikationsergebnisse in *Arc Gis 10.1* unter der Verwendung des Werkzeugs *Raster to Polygon* in ein Polygonlayer umgewandelt. In diesem erfolgten die Korrekturen durch manuelles Editieren. Dazu gehören z.B. der Einfluss von Wolken, da diese im nahen Infrarot von Schnee kaum trennbar sind (Dolzier, 1989). Eine spektrale Unterscheidung ist nach Dolzier (1989) nur im mittleren Infrarot (MIR) möglich. Da ein solcher Kanal allerdings nicht vorliegt, müssen wolkenbeeinflusste Gebiete subjektiv anhand ihrer Formationen erkannt und beseitigt werden. Schneefreie Oberflächen weisen in der Regel ein entgegengesetztes spektrales Verhalten zu Schnee auf; d.h. ein geringes Reflexionsvermögen im sichtbaren Bereich und eine oft ansteigende Reflektivität im NIR (Dolzier, 1989). Vereinzelt werden Pixel schneeunbedeckter Oberflächen dennoch fehlerhaft klassifiziert und somit aus dem Polygon-Layer entfernt.

Auf der Grundlage dieses Polygon-Layers wurde anschließend eine sogenannte *Index-Klassifizierung* durchgeführt. Diese nutzt den deutlichen und vor allem typischen Unterschied des Reflexionsgrades in zwei Kanälen (Hall et al., 2001). Im Rahmen dessen wird sich der *Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)* zunutze gemacht. Er bringt eine zusätzliche Information bei dünner Schneedecke (Hall et al., 2001).

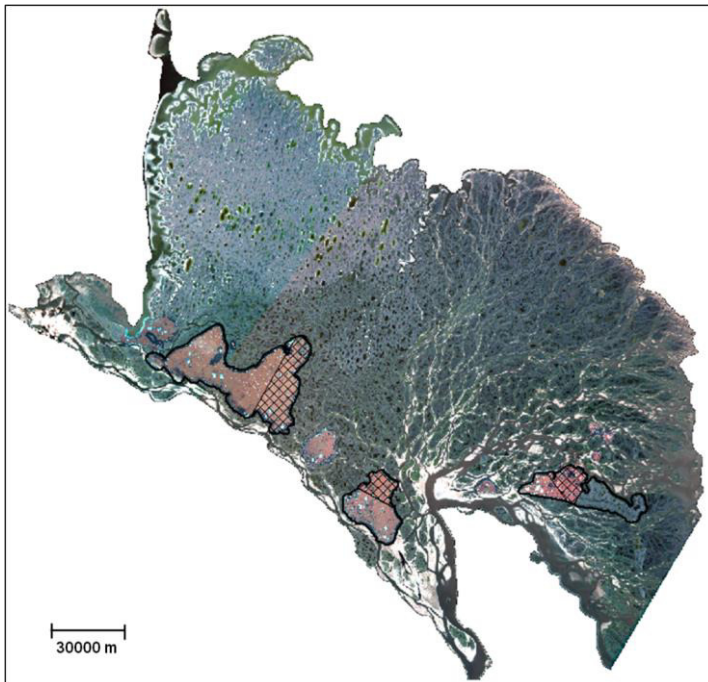
#### **4.6.2 Quantifizierung der schneebedeckten Regionen**

Bevor eine Quantifizierung der Schneebedeckung möglich ist, müssen neben der Eliminierung von Klassifikationsfehlern (siehe Kapitel 5.6.2) weitere manuelle Korrekturen am Klassifikationsergebnis durchgeführt werden, um letztlich ausschließlich die Schneebedeckung der Thermoerosionstäler quantifizieren zu können. Dazu gehört die Entfernung von Schneeflächen auf zugefrorenen Seen sowie Schneeflächen, die an Seen bzw. Alassen angrenzen. Weiterhin mussten Schneeablagerungen, die sich zum Teil großflächig an der Grenze zwischen dem Eiskomplex und der zweiten Terrasse befinden, aus dem Layer eliminiert werden. Da diese Schneeablagerungen vielerorts direkt in schneebedeckte Thermoerosionstäler übergang, stellte die Abgrenzung beider Elemente eine Schwierigkeit dar. Um weiterhin eine bessere Vergleichbarkeit der unterschiedlich aufgelösten Satellitendaten (Hexagon, Rapid-Eye und Kompsat-2) zu ermöglichen, wurden Objekte  $< 0,000043 \text{ km}^2$  aus dem Polygonlayer entfernt, da solche in Rapid-Eye-Daten nicht aufgelöst werden (vgl. Auflösung der Satellitendaten in Tab. 4.1).

Schließlich konnten die Schnee- bzw. Nassschneeflächen der jeweiligen Layer mithilfe des Menüpunktes *Statistics* der Funktion *Select by Attributes* im *Arc Gis 10.1* berechnet werden.



### 4.6.3 Change Detection der Schneebedeckung



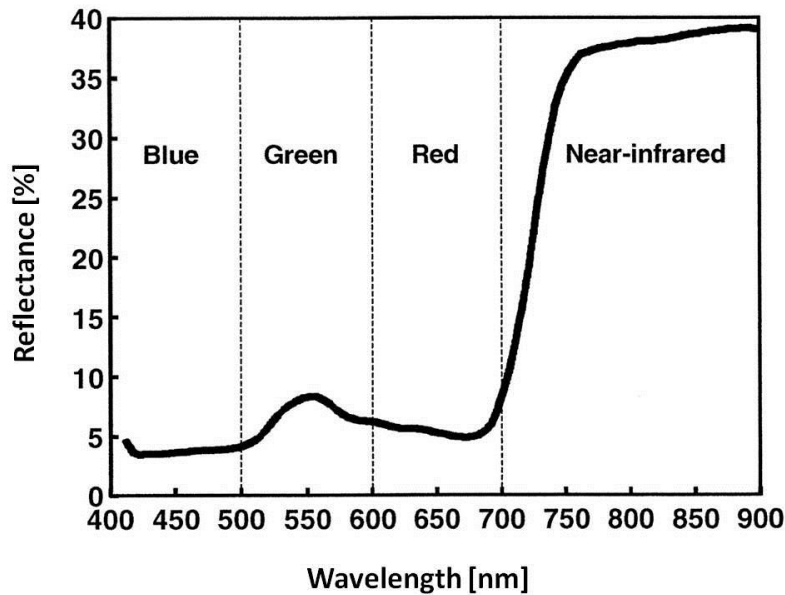
Auf der Grundlage der sich überlappenden Satellitendaten (vgl. Abb. 4.5) kann ein Vergleich der Schneebedeckung für die in Abb. 5.9 dargestellten Regionen zu gleichen Aufnahmezeitpunkten durchgeführt werden. Dies soll Rückschlüsse auf eventuelle Unterschiede bezüglich der Tauprozesse in den einzelnen Regionen und die damit verbundene unterschiedliche Dynamik der Thermoerosion ermöglichen.

**Abb. 4.7:** Überblick über die Regionen, auf Grundlage derer die *Change Detection* der Schneebedeckung durchgeführt wurde. Diese sind schraffiert im Osten Khardangs, im Nordosten Kurungnakhs und im zentralen Bereich Sobos dargestellt.

### 4.7 Bestimmung des NDVI zur Ableitung von Thermoerosionsraten

Der NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) gibt Auskunft über das Vorhandensein und die Vitalität der Vegetation in Fernerkundungsbildern (Weier & Herring, 2000).

Anhand der unterschiedlichen Reflexion im sichtbaren und im NIR kann die photosynthetische Aktivität bzw. die Vitalität von Vegetation bestimmt werden (siehe Abb. 4.7). Da die Vegetation im NIR die maximalen Reflexionswerte und somit das größte Interpretationspotential besitzt, während ein Großteil der roten Strahlung des Sonnenlichts von den Pigmenten der Pflanzenzellen absorbiert wird (Tucker, 1979), werden die Kanäle des NIR sowie der rote Kanal zur Ratiobildung verwendet (Kappas, 1994).



**Abb. 4.8:** Durchschnittliches globales Reflexionsvermögen vitaler Vegetation (Brown, 2004).

Für multispektrale Daten kann der NDVI somit folgendermaßen berechnet werden:

$$4.1 \quad NDVI = \frac{NIR - Rot}{NIR + Rot}$$

**Formel 4.1:** *Normalized Difference Vegetation Index* (Kappas, 1994). Für die Informationen der RapidEye-Daten werden die Kanäle 5 (0,76-0,85  $\mu\text{m}$ ) und 3 (0,63-68  $\mu\text{m}$ ) genutzt, während für die Kompsat-2-Bilder die vergleichbaren Kanäle 4 (0,76-0,90  $\mu\text{m}$ ) und 3 (0,63-0,69  $\mu\text{m}$ ) verwendet werden.

Der NDVI kann theoretisch Werte von  $-1$  bis  $+1$  annehmen, wobei Werte im negativen Bereich geringe Vegetationsdichte bzw. photosynthetische Aktivität anzeigen, während Werte nahe  $1$  auf eine starke photosynthetische Aktivität hinweisen. Je größer der Unterschied zwischen dem Band des NIR und dem roten Band ist, desto größer werden die Werte (Lambin & Ehrlich, 1996).

Der NDVI in Thermoerosionstälern soll im Rahmen dieser Arbeit Aufschluss über die Bodenfeuchtigkeit sowie die Intensität von Thermoerosionsprozessen geben. Niedrige Werte, also wenig Vegetation, könnte demnach ein Indikator für eine hohe erosive Aktivität sein oder auch für tief einschneidende Täler sein, in denen Schattenbereiche eine reduzierte bzw. nicht vorhandene Vegetation zur Folge haben, während hohe Werte ein, im Vergleich zur umgebenden trockenen Tundra, vermehrtes Pflanzenwachstum aufgrund niedriger Erosionsraten, hoher Bodenfeuchtigkeit und ausreichend Sonnenlicht anzeigen.

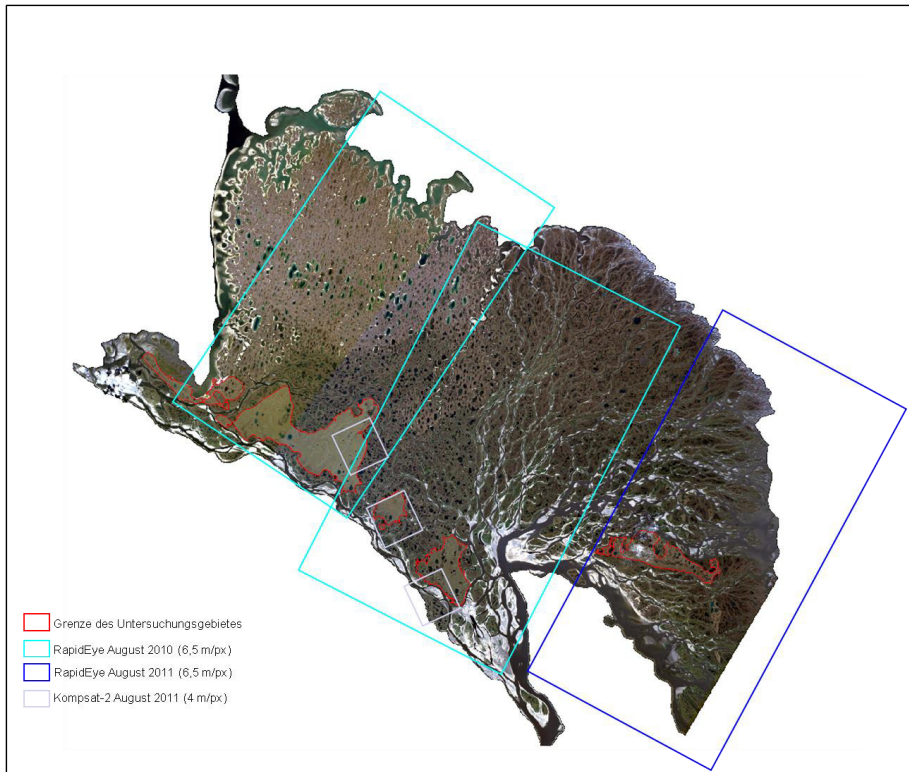
Datengrundlage zur Bestimmung des NDVI stellen für die Eiskomplexinseln Khardang, Dzhangylakh sowie Kurungnakh zwei RapidEye Szenen vom 04. August 2010 bzw. 23.08.2010 dar, während sich die Analysen für die westliche Insel Sobo auf einer RapidEye

Szene vom 10. August 2011 gründet (siehe Abb. 4.8). Für einen Vergleich der Vegetation zwischen den Jahren 2010 und 2011 werden weiterhin drei Kompsat-2-Daten vom 30. August 2011 für die Regionen Khardang, Dzhangylakh und Kurungnakh herangezogen.

Es gibt in ArcGIS eine Reihe von Möglichkeiten den NDVI zu bestimmen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das *Image Analysis*-Werkzeug verwendet, da dies eine vergleichsweise rasche NDVI-Bestimmung ermöglicht und für die Fragestellung die notwendigen Informationen bereitstellt.

Um einschätzen zu können, ob der NDVI in den Thermoerosionstälern eher hoch oder niedrig ist, wurde ein sogenannter *Background NDVI* der Tundra innerhalb der Eiskomplexinseln ermittelt. Dieser soll den regionspezifischen Normwert angeben, mit dem der NDVI der Thermoerosionstäler verglichen wird. Um dem „Hintergrund-NDVI“ zu ermitteln, wird ein großzügiger „Puffer“ von 25 m um die Thermoerosionstäler gelegt, um sicher zu sein, dass sich außerhalb des „Puffers“ ausschließlich Geländeoberfläche befindet, welche von Thermoerosion unbeeinflusst ist. Aus den NDVI-Daten wurden anschließend mithilfe des *clip*-Werkzeuges die Thermoerosionstäler, die vom „Puffer“ eingeschlossen werden, ausgeschnitten. Da die NDVI-Shapefiles im 32-bit Format vorliegen und dieses keine Attributtabelle bereitstellt, welche die NDVI-Werte der Pixel enthält, müssen die Shapefiles in ein 8-bit Format mithilfe des *Raster Calculators* umgewandelt werden. Mithilfe des Werkzeuges *Zonal Statistic as Table* wird eine Tabelle erstellt, welche den mittleren „Hintergrund-NDVI“ sowie die Standardabweichung beinhaltet.

Die Interpretation des NDVI in Hinblick auf die Morphologie der Täler wird, aufgrund eines nicht vorhandenen Geländemodells, auf einer visuellen Grundlage durchgeführt. Diese gründet sich auf einer Ableitung der Topographie durch Schattierungen in den Satellitendaten.



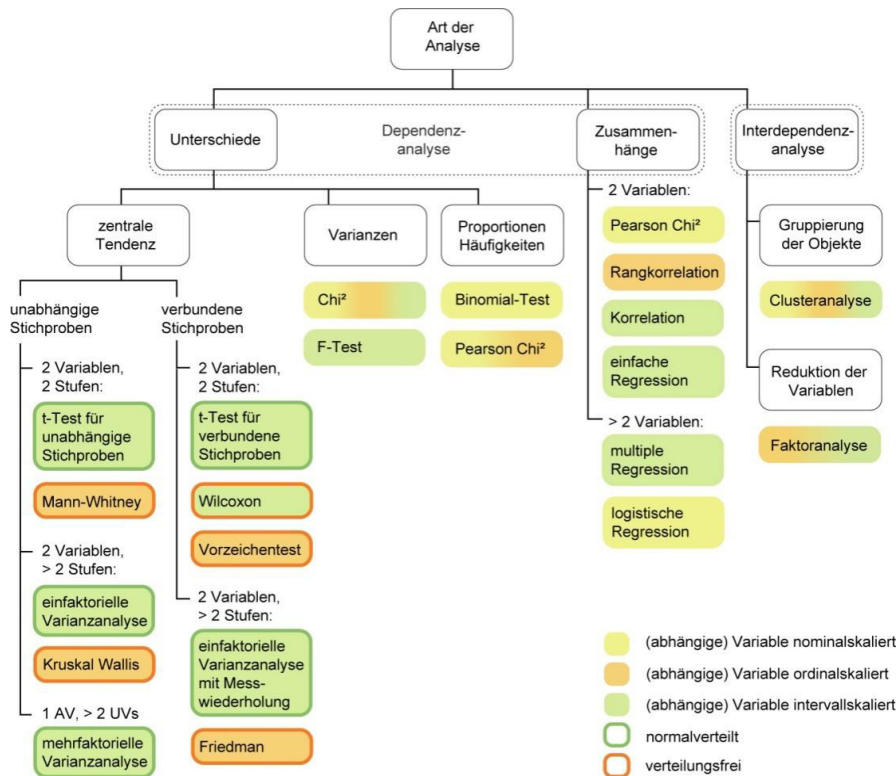
**Abb. 4.9:** Abdeckung der für die Untersuchung des NDVI verwendeten Satellitendaten auf einem Landsat (ETM+)-Mosaik in der RGB-Kombination 4-5-3 (nach Schneider, 2005). Die exakten Aufnahmezeitpunkte können dem Anhang entnommen werden.

## ***4.8 Bestimmung des Zusammenhangs zwischen Schneebedeckung und NDVI***

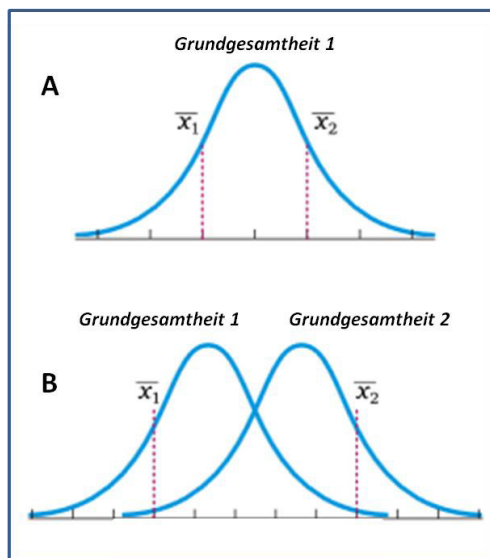
### ***4.8.1 Ermittlung der statistischen Signifikanz mittels t-Test***

Um feststellen zu können, ob die winterliche Schneebedeckung Einfluss auf die Vegetationsbedeckung im Sommer hat, wird untersucht, ob sich die sommerlichen NDVI-Werte der im Winter schneebedeckten- und schneefreien Thermoerosionstalabschnitte signifikant voneinander unterscheiden. Dies ist der Fall, wenn die Wahrscheinlichkeit, dass die Werte durch Zufall derart zustande kommen würden, nicht oberhalb eines gewissen Schwellenwertes liegt (Bortz, 2005). Um die Signifikanz zu überprüfen, muss ein statistischer Test gewählt werden, welcher der Fragestellung sowie den zu testenden Parametern bezüglich der Wahrscheinlichkeitsfunktionen entsprechen, da nur dann die mathematisch korrekte Abschätzung des Überschreitens einer bestimmten Irrtumswahrscheinlichkeit möglich ist (Rasch et al., 2010).

Aus einem sogenannten Entscheidungsbaum (siehe Abb. 4.9), in dem die Unterscheidungstests und Verfahren für Zusammenhangs- und Interdependenzanalysen dargestellt sind, ergibt sich der *t-Test für unabhängige Stichproben* als geeignete statistische Analyse für die Fragestellung.



**Abbildung 4.10:** Entscheidungsbaum zur Auswahl geeigneter Unterscheidungstests und Verfahren für Zusammenhangs- und Interdependenzanalysen (Riepl, 2013). Farbliche Abstufungen berücksichtigen das Skalenniveau (normalskaliert, ordinalskaliert oder intervallskaliert). Zusätzlich wird auch dargestellt, ob normalverteilte Daten vorausgesetzt werden oder ob es sich um ein verteilungsfreies (nichtparametrisches) Verfahren handelt.



**Abb. 4.11:** Schema zur Untersuchung zweier Stichproben auf ihre Signifikanz (verändert nach Rasch et al., 2010). Stammen beide Proben aus einer Grundgesamtheit, liegt keine Signifikanz vor, während zwei unterschiedliche Grundgesamtheiten auf eine Signifikanz hindeuten.

Um untersuchen zu können, ob die Schneebedeckung Einfluss auf den NDVI hat, werden die NDVI-Werte zwei Gruppen (NDVI schneebedeckter Thermoerosionstalabschnitte bzw. NDVI schneefreier Thermoerosionstalabschnitte) zugeordnet. Der *t-Test* beantwortet die

Frage, ob beide Gruppen aus derselben Grundgesamtheit (Fall A) stammen oder die Unterschiede zwischen beiden Gruppen groß genug sind, dass man behaupten kann, dass beide Gruppen verschieden sind (Fall B).

Im Fall A geht die Nullhypothese  $H_0$  (vgl. Bortz, 2005; Rasch et al., 2010) davon aus, dass der Unterschied zwischen beiden Gruppen so gering ist, dass man schließen kann, dass beide Gruppen aus derselben Grundgesamtheit stammen ( $\mu_1 = \mu_2$ ). Dies würde allerdings bedeuten, dass kein Zusammenhang zwischen der Schneebedeckung und dem NDVI bestünde. Im Fall B sind beide Mittelwerte so verschieden, dass sie höchstwahrscheinlich aus unterschiedlichen Grundgesamtheiten stammen ( $\mu_1 \neq \mu_2$ ). Dies würde bedeuten, dass die winterliche Schneebedeckung Einfluss auf den NDVI im Sommer hätte. Anhand des *t-Tests* wird entschieden, welche der beiden Hypothesen zu verwerfen ist.

#### ***4.8.2 Chi-Quadrat-Normalverteilungstest***

Der *t-Test* wird dort eingesetzt, wo die Testgröße normalverteilt ist. Wenn der Skalierungsparameter<sup>17</sup> bekannt ist, muss vorerst überprüft werden, ob die sommerlichen NDVI-Werte der im Frühjahr schneebedeckten bzw. schneefreien Thermoerosionstalabschnitte eine Normalverteilung aufweisen (vgl. Riepl, 2013).

Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die am häufigsten verwendeten Tests zur Überprüfung von Normalverteilungshypothesen.

---

<sup>17</sup> Der Skalierungsparameter definiert die Streuung einer normalverteilten Zufallsvariablen.

**Tabelle 4.5:** Überblick über Tests zur Überprüfung von Normalverteilungshypothesen (nach D'Agostino & Stephens, 1986).

Test	Vorteile	Nachteile
<b>Chi-Quadrat-Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• geeignet für beliebig skalierte Variablen</li> <li>• Bindungen sind unproblematisch</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Gruppierung der Beobachtungen notwendig (Häufigkeiten pro Klasse müssen &gt; 5 sein)</li> <li>• ungeeignet für kleine Stichproben</li> <li>• quadratische Testgröße</li> </ul>
<b>Kolmogorov-Smirnov Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• geeignet für kleine Stichproben</li> <li>• Bindungen sind unproblematisch</li> <li>• Omnibus-Test</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• keine kategorialen Daten</li> <li>• geringe Güte wenn Voraussetzungen nicht erfüllt</li> </ul>
<b>Lilliefors-Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• bessere Trennschärfe als KS-Test</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• keine kategorialen Daten</li> </ul>
<b>Anderson-Darling-Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• sehr hohe Güte bei Test auf Normalverteilung</li> <li>• in den Randbereichen genauer als KS-Test</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• keine kategorialen Daten</li> <li>• quadratische Testgröße</li> </ul>
<b>Shapiro-Wilk-Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Test mit höchster Güte</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• ausschließlich Test auf Normalverteilung</li> <li>• manuell schlecht durchführbar, da rechenaufwändig</li> </ul>
<b>Cramér-von-Mises-Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• höhere Güte als KS-Test</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• quadratische Testgröße</li> <li>• keine kategorialen Daten</li> </ul>

Die augenscheinliche Normalverteilung der NDVI-Plots wurde mithilfe des *Chi-Quadrat-Normalverteilungstest* überprüft. Dieser eignet sich aufgrund des großen Stichprobenumfangs; so gehen für die größte Eiskomplexinsel, Khardang, die NDVI-Werte von mehr als 700.000 Pixel in die Analyse ein. Außerdem können im Vergleich zu anderen Normalverteilungstests die Verteilungsparameter, Mittelwert und Standardabweichung, aus der Stichprobe individuell geschätzt werden. Die folgendermaßen berechneten Parameter:

$$4.2 \text{ Mittelwert: } X_{\text{Mittel}} = \frac{X_1 + X_2 + X_3 + \dots + X_n}{n};$$

wobei  $X_1$  bis  $X_n$  die einzelnen NDVI-Werte und  $n$  die gesamte Stichprobengröße repräsentieren.

$$4.3 \text{ Standardabweichung: } \sqrt{E[(X - E(X))^2]} = \sqrt{E(X^2) - (E(X))^2};$$

wobei  $X$  die Zufallsvariable<sup>18</sup> und  $E(A)$  den Erwartungswert<sup>19</sup> der Zufallsgröße  $A$  darstellen.

würden nämlich das Ergebnis verfälschen, da in der Mehrzahl der NDVI-Verteilungsplots eine Reihe niedriger NDVI-Werte auftritt, bevor sich die tatsächliche Verteilungskurve ausbildet. Der errechnete Mittelwert bzw. die entsprechende Standardabweichung fällt somit niedriger aus, als die geschätzten Parameter der Verteilungskurve. Bei der Schätzung der Verteilungsparameter geht bei der  $\chi^2$ -Verteilung pro geschätzten Parameter ein Freiheitsgrad verloren, was jedoch bei einer derart großen Stichprobenanzahl, wie sie für die NDVI-Diagramme der vier Eiskomplexinseln vorliegt, kaum ins Gewicht fällt. Berücksichtigt man dennoch den Freiheitsgradverlust, so hat die  $\chi^2$ -Verteilung also  $m-w-1$  Freiheitsgrade mit  $w$  als Zahl der geschätzten Parameter (Bortz, 2005).

Beim *Chi-Quadrat-Normalverteilungstest* betrachtet man das statistische Merkmal  $x$ , hier den jeweiligen NDVI-Wert, dessen Wahrscheinlichkeiten in der Grundgesamtheit unbekannt sind. Es wird bezüglich der Wahrscheinlichkeiten von  $x$  eine vorläufige allgemein formulierte Nullhypothese

$$H_0: \text{Das Merkmal } x \text{ hat die Wahrscheinlichkeitsverteilung } F_0(x)$$

aufgestellt (Bortz, 2005).

Die  $n$  Beobachtungen von  $x$  liegen in  $m$  verschiedenen Kategorien  $j$  ( $j=1, \dots, m$ ) vor. Die Zahl der Beobachtungen in einer Kategorie ist die beobachtete Häufigkeit  $n_j$ .

Im nächsten Schritt überlegt man, wie viele Beobachtungen im Mittel in einer Kategorie liegen müssten, wenn  $x$  tatsächlich die hypothetische Verteilung hat. Dazu berechnet man zunächst die Wahrscheinlichkeit  $F_0(x)_j$ , dass  $x$  in diese Kategorie fällt.

$$4.4 \quad n_{j0} = F_0(x)_j \cdot n$$

ist die unter  $H_0$  zu erwartende Häufigkeit.

Die Prüfgröße für den Test ist

$$4.5 \quad \chi^2 = \sum_{j=1}^m \frac{(n_j - n_{j0})^2}{n_{j0}}$$

Die Prüfgröße  $\chi^2$  ist bei ausreichend großen  $n_j$  annähernd  $\chi^2$ -verteilt mit  $m-1$  Freiheitsgraden (Bortz, 2005).

<sup>18</sup> Hier: der jeweilige NDVI-Wert.

<sup>19</sup> Hier: der Mittel.



Die Nullhypothese, nach der die NDVI-Verteilung mit der Normalverteilung verträglich ist, wird widerlegt, wenn das berechnete *Chi-Quadrat* größer ist als der kritische Wert (Bortz & Döring, 2006). Der kritische Wert wird mithilfe eines *Chi-Quadrat-Calculators* von SWOG ermittelt und für jede Eiskomplexinsel jeweils für die schneebedeckten- bzw. schneefreien Thermoerosionstäler individuell berechnet, da er abhängig ist von den jeweiligen Freiheitsgraden bzw. der Summen der Pixel, deren NDVI in die Analyse eingeht. Zudem wird im *Chi-Quadrat-Calculator* die Wahrscheinlichkeit, mit der der ermittelte kritische Wert die Nullhypothese bestätigt, angegeben. Diese wird wie in der Statistik üblich auf 95% angesetzt (Rasch et al., 2010).

Die Berechnung des *Chi-Quadrats* wurde mithilfe einer Excel-Kalkulation für die NDVI-Verteilungen der schneebedeckten und schneefreien Thermoerosionstäler aller Eiskomplexinseln durchgeführt. Lag der *Chi-Quadrat*-Wert oberhalb des kritischen Wertes, so wurden der Mittelwert und die Standardabweichung geschätzt, mit dem Ziel, die NDVI-Verteilungskurve anzugleichen, wodurch sich der *Chi-Quadrat*-Wert verringerte. Diese Angleichung ist nach Bortz, 2005, absolut legitim, da die einzelnen NDVI-Werte als solche erhalten bleiben und diese lediglich, durch die Verschiebung des Mittelwertes bzw. der Standardabweichung, auf ihre Verträglichkeit mit der Normalverteilungskurve geprüft werden.

#### **4.8.3 Datenaufbereitung und Durchführung des t-Tests**

In einem ersten Schritt wird für die Shapefiles der editierten Thermoerosionstäler ein „Puffer“ von 15 m erstellt. Das Ergebnis sind Polygone, welche die einzeln editierten Täler in einem Umfang von 15 m umgeben. Eine Umgrenzung der Täler mit geringeren Durchmessern würde das Einzugsgebiet der Täler nicht vollständig umfassen, während eine größere Umgrenzung Pixel in die Analyse mit einbeziehen würde, die den Thermoerosionstälern nicht mehr angehören, woraus eine Verfälschung der Ergebnisse folgen würde. Die Umgrenzung der Täler wurde in Übereinstimmung mit den Schattenbereichen der Täler im RGB der RapidEye-Szenen sowie den NDVI-Shapefiles durchgeführt, anhand derer die Grenzen zur umgebenden Tundra visuell deutlich festzulegen waren. Da die Breite der Täler variiert, werden einige Pixel in den Randbereichen besonders breiter Täler aus der Analyse ausgeschlossen, was das Ergebnis jedoch nicht negativ beeinflusst. In einem nächsten Schritt wurden die Polygone der Täler mit einer winterlichen Schneebedeckung und solche ohne Schneebedeckung in zwei unterschiedlichen Shapefiles für jede Eiskomplexinsel separat abgespeichert. Die Talabschnitte werden anschließend jeweils anhand des Werkzeugs *merge* zu einem ganzheitlichen Polygon zusammengefasst. Das jeweilige NDVI-Shapefile wird anschließend auf den Umfang dieses Polygons mithilfe des *Clip*-Werkzeugs (*Data Management*) zugeschnitten, sodass im Ergebnis für jede Eiskomplexinsel lediglich die Pixel vorliegen, die den sommerlichen NDVI-Wert der Thermoerosionstäler mit bzw. ohne

winterliche Schneebedeckung tragen. Wie bereits in Kapitel 4.7 zur Bestimmung des „Hintergrund-NDVI“ werden die NDVI-Shapefiles vom 32-bit Format ins 8-bit Format umgewandelt, um eine Attributtabelle mit den NDVI-Werten bereitzustellen. Mithilfe des Werkzeugs *Zonal Statistic as Table* wird wiederum eine Tabelle erstellt, welche den für den *t-Test* relevanten Mittelwert, die Standardabweichung sowie die Anzahl der in die Analyse eingehenden Pixel beinhaltet. Auf dieser Grundlage kann der t-Wert mit vorheriger Berechnung des Standardfehlers wie folgt (Brosius, 2011) bestimmt werden:

$$4.6 \quad sp = \sqrt{\frac{(n_1-1) \cdot s_1^2 + (n_2-1) \cdot s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}}$$

$$4.7 \quad t = \frac{X_1 - X_2}{sp \cdot \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} = \frac{\text{Mittelwert von Stichprobe 1} - \text{Mittelwert von Stichprobe 2}}{\text{Standardfehler der Differenz beider Mittelwerte}},$$

wobei  $X_1$  der Mittelwert der ersten Stichprobe,  $X_2$  der Mittelwert der zweiten Stichprobe,  $n_1$  bzw.  $n_2$  die Stichprobengröße und  $s_1$  bzw.  $s_2$  die Standardabweichung ist.

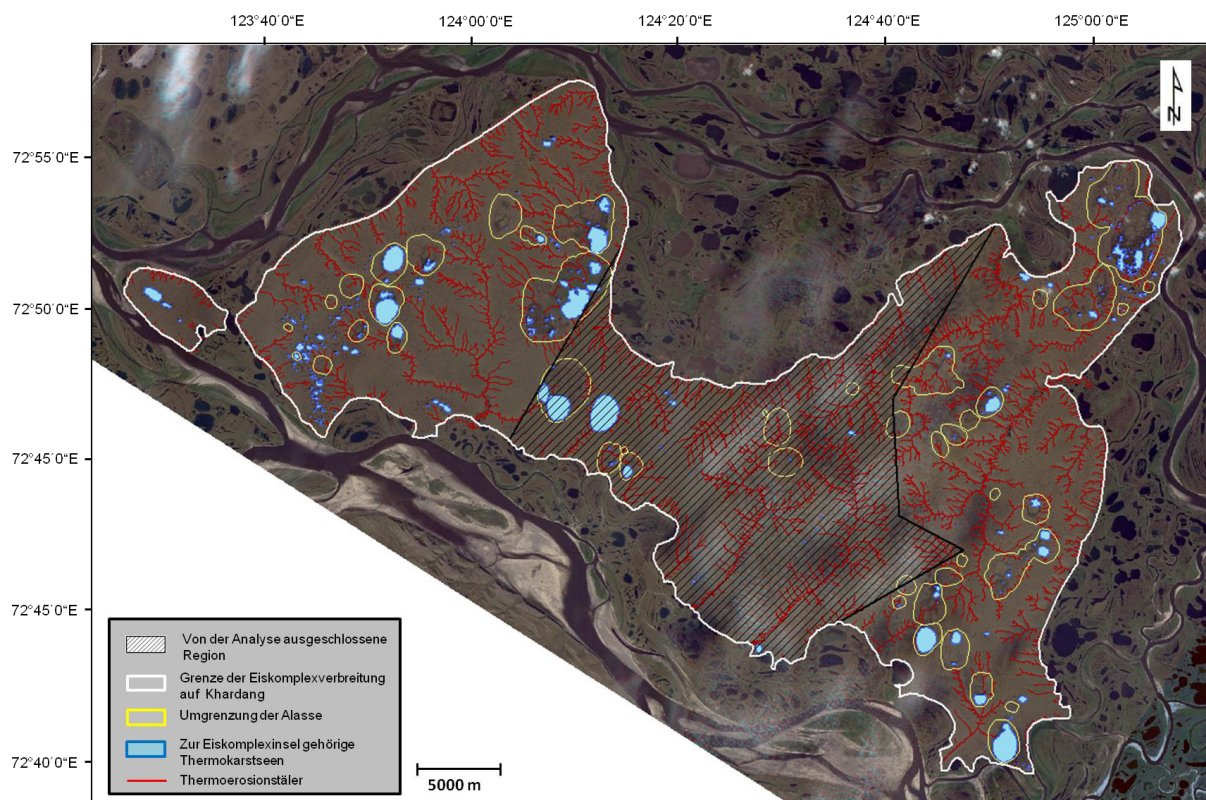
Wurden im Rahmen des *Chi-Quadrat-Normalverteilungstest* abweichende Mittelwerte und Standardabweichungen ermittelt, so gingen diese in die Berechnung des Standardfehlers bzw. t-Wertes ein.

## 5. Ergebnisse

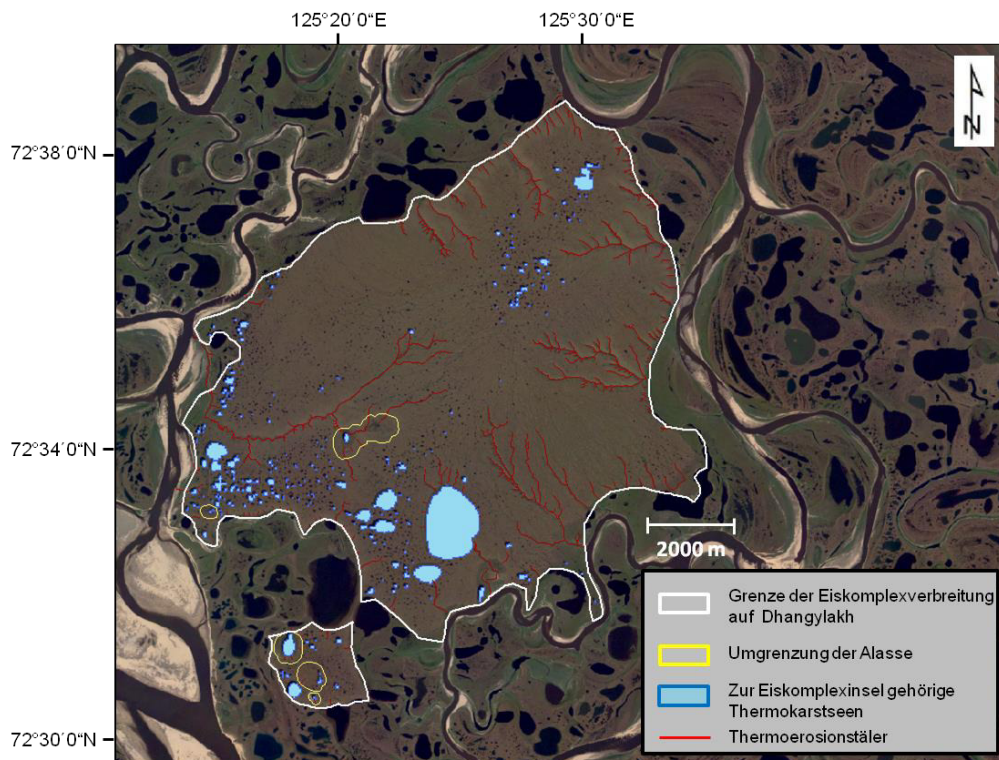
### 5.1 Kartierung & Change Detection

#### 5.1.1 Kartierung & Change Detection im Zeitraum zwischen 1975 und 2010/11

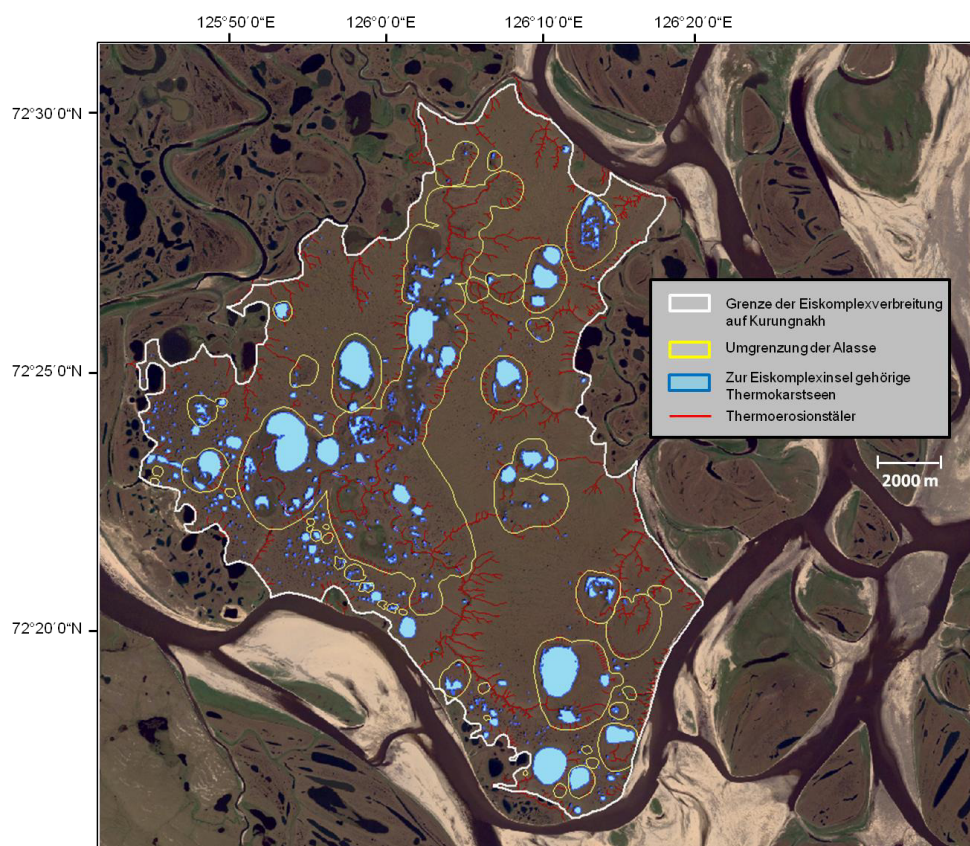
Die kartierten Thermoerosionstäler der vier Eiskomplexinseln sind in den Abbildungen 5.1 bis 5.4 dargestellt. Im zentralen Teil Khardangs musste aufgrund von Wolkenbedeckung sowie fehlender Abdeckung des Hexagonmosaiks ein Bereich der Eiskomplexinsel aus der Analyse ausgeschlossen werden. Die Größe der Fläche beträgt 356,9 km<sup>2</sup> und umfasst rund 33,6% der Thermoerosionstäler Khardangs (siehe Abb. 5.1). Auch im Fall Sobos musste ein Bereich aus der *Change Detection* ausgeschlossen werden. Es handelt sich hierbei um eine östliche Region, die vom Hexagon-Mosaik nicht erfasst wird (siehe Abb. 5.2). Dieses Gebiet macht rund 21% der Gesamtfläche Sobos aus und beinhaltet etwa 17% der Thermoerosionstäler der Eiskomplexinsel.



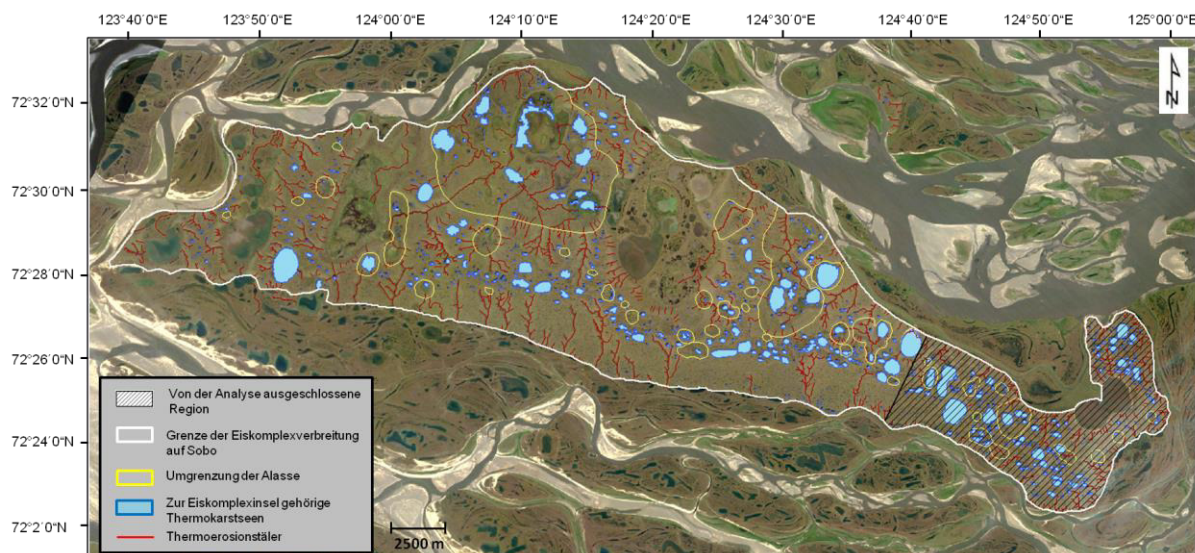
**Abb. 5.1:** Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Khardangs. Satellitenbildgrundlage ist eine RapidEye-Szene vom August 2010. Das Gebiet, das aus der Analyse aufgrund der Wolkenbedeckung ausgeschlossen wurde, ist schraffiert dargestellt.



**Abb. 5.2:** Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Dhangylakhs. Satellitenbildgrundlage stellt eine RapidEye-Szene vom August 2010 dar.



**Abb. 5.3:** Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Kurungnakh. Satellitenbildgrundlage stellt eine RapidEye-Szene vom August 2010 dar.



**Abb. 5.4:** Ergebnis der Kartierung der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex Sobok. Satellitenbildgrundlage ist eine RapidEye-Szene vom August 2011. Das Gebiet, das aus der Analyse aufgrund der Wolkenbedeckung ausgeschlossen wurde, ist schraffiert dargestellt.

Die Ergebnisse der *Change Detection* der Thermoerosionstallängen in den Untersuchungsgebieten, im Zeitraum zwischen 1975 und 2010 bzw. 2011, sind in Tab. 5.1 dargestellt.

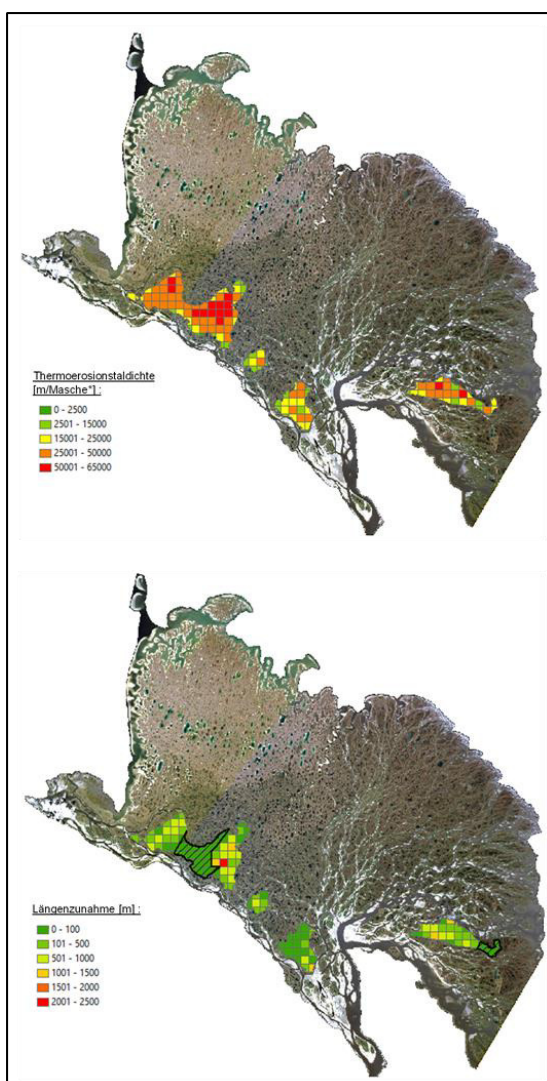
**Tab. 5.1:** Darstellung der Längenzunahme und Dichte der Thermoerosionstäler in den Untersuchungsgebieten zwischen 1975 und 2010/2011.

Sensor	Einzugsgebiet		Gesamtlänge Erosionstäler im Jahr 1975	Längenzunahme der Erosionstäler von Juli 1975 bis August 2010/2011	Erosionstaldichte
RapidEye August 2010 6,5x6,5m	Khardang	705,0 km <sup>2</sup>	1142,3 km	18,0 km <b>1,6%</b>	1,6 km/km <sup>2</sup>
RapidEye August 2010 6,5x6,5m	Kurungnakh	355,9 km <sup>2</sup>	360,8 km	3,7 km <b>1,0%</b>	1,0 km/km <sup>2</sup>
RapidEye August 2010 6,5x6,5m	Dzangylakh	152,5 km <sup>2</sup>	110,5 km	2,8 km <b>0,4%</b>	0,7 km/km <sup>2</sup>
RapidEye August 2011 6,5x6,5m	Sobo	440,1 km <sup>2</sup>	423,9 km	9,1 km <b>2,1%</b>	1,0 km/km <sup>2</sup>

Die Analyse der Längenveränderungen der Täler zeigt in den Untersuchungsgebieten einen ähnlichen Entwicklungstrend auf. So wurde auf der Grundlage des Hexagon-Satellitenbildes sowie dreier RapidEye-Szenen (vgl. Abb. 4.3) in den jeweiligen untersuchten Eiskomplexen eine Zunahme der räumlichen Ausdehnung der Täler zwischen 0,4 und 2,1% bestimmt. Die Thermoerosionstaldichte liegt in den Regionen Sobo und Kurungnakh bzw. Dzhangylakh in

etwa der gleichen Größenordnung vor, während die Taldichte Khardangs etwa 60% höher ist.

Es ist festzuhalten, dass durchaus größere Veränderungen über den Untersuchungszeitraum stattgefunden haben können, die allerdings aufgrund der Auflösung der RapidEye-Szenen (6,5 m/px) bzw. des Hexagon-Mosaiks (10 m/px) nicht erfasst werden können. Demzufolge sind Längenveränderungen  $\leq 10$  m nicht detektierbar. Daher können nicht alle Ausläufer der Erosionstäler in die Analyse eingehen, weil ein Großteil, den Ergebnissen zufolge, Längenzunahmen  $\leq 10$  m aufweist. Oft konzentrieren sich gut erkennbare Längenzunahmen in den räumlichen Ausdehnungen der Erosionstäler auf einzelne Thermoerosionstaläste, während benachbarte Äste keinerlei detektierbare Veränderungen aufzeigen.



In Abb. 5.5 sind die Thermoerosionstaldichten aus den Jahren 2010 bzw. 2011 (oben) den Längenveränderungen zwischen 1975 und 2010 bzw. 2011 (unten) gegenübergestellt. Generell weist Khardang die höchste Thermoerosionstaldichte auf, mit einer besonders starken Ausprägung in der östlichen Region sowie in einer kleinräumigeren Region im Nordwesten der Eiskomplexinsel. Auch Sobo zeigt vorwiegend im westlichen Bereich eine hohe Thermoerosionstaldichte. Die Eiskomplexinseln Dzhagylakh und Kurungnakh zeigen vergleichsweise im Mittel eher moderate Dichtewerte auf.

Eine längenmäßige Zunahme der Thermoerosionstäler ist auf Khardangs im östlichen Bereich stärker ausgeprägt als im westlichen. Die Längenzunahmen auf Kurungnakh sind vorzugsweise im südlichen und nordöstlichen Regionen anzutreffen, während im nordwestlichen Bereich kaum bis

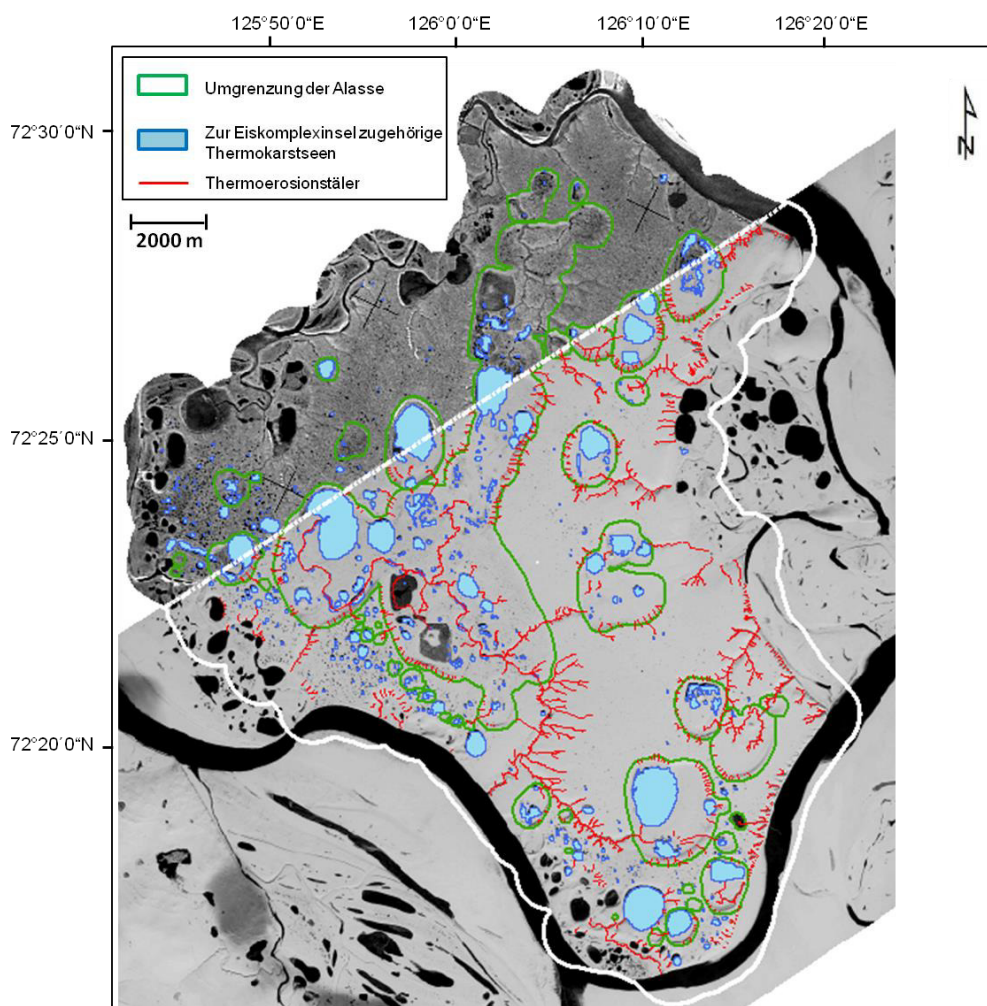
**Abb. 5.5:** oben: Thermoerosionstaldichte im Jahr 2010/11; unten: Längenzunahme der Thermoerosionstäler von 1975 bis 2010/11.

keine Veränderungen festzustellen sind. Auf Dzhangylakh treten Veränderungen über die gesamte Eiskomplexinsel auf, wobei lediglich in Richtung Norden die Veränderungen

weniger stark bis gar nicht mehr auftreten. Sobo zeigt im Westen im Mittel höhere Längenzunahmen als im Osten auf.

### 5.1.2 Hochaufgelöste Fallstudie Kurungnakhs

In die hochaufgelöste Fallstudie der Längenzunahme der Thermoerosionstäler Kurungnakhs konnten aufgrund der nicht vorhandenen nördlichen Abdeckung der Eiskomplexinsel durch das Corona-Satellitenbild lediglich rund 75% der Thermoerosionstäler eingehen. In Abb. 5.6 ist der Ausschnitt Kurungnakhs dargestellt, auf dessen Thermoerosionstäler sich die *Change Detection* der Talverlängerungen von 1964 bis 1975 gründet.



**Abb. 5.6:** Ausschnitt Kurungnakhs (weiß umrandet), der in der hochaufgelösten Fallstudie für die *Change Detection* der Thermoerosionstalverlängerung von 1964 bis 2010 herangezogen wird. Zuunterst befindet sich der Bildausschnitt Kurungnakhs des Hexagon-Mosaiks von 1975; darüber liegt der Bildausschnitt Kurungnakhs des Corona-Bildes von 1964.

Die Ergebnisse der *Change Detection* sind in Tab. 5.2 dargestellt. Die Längenzunahmen der Erosionstäler liegen in den beiden Betrachtungszeiträumen (04. Juli 1964 bis 14. Juli 1975 bzw. 14. Juli bis 23. August 2010) in einer ähnlichen Größenordnung vor, fallen jedoch für den kürzeren Zeitraum von 10 Jahren um 0,2% höher aus als für den darauffolgenden Zeitraum von 35 Jahren. Das bedeutet, dass die Längenzunahme der Thermoerosionstäler

und die damit verbundene Thermoerosion zwischen 1964 und 1975 um den Faktor 3,7-mal höher war als im Zeitraum zwischen 1975 und 2010. Hierbei ist zu beachten, dass die Kartierung auf der Grundlage von Satellitendaten unterschiedlicher geometrischer Auflösungen beruht.

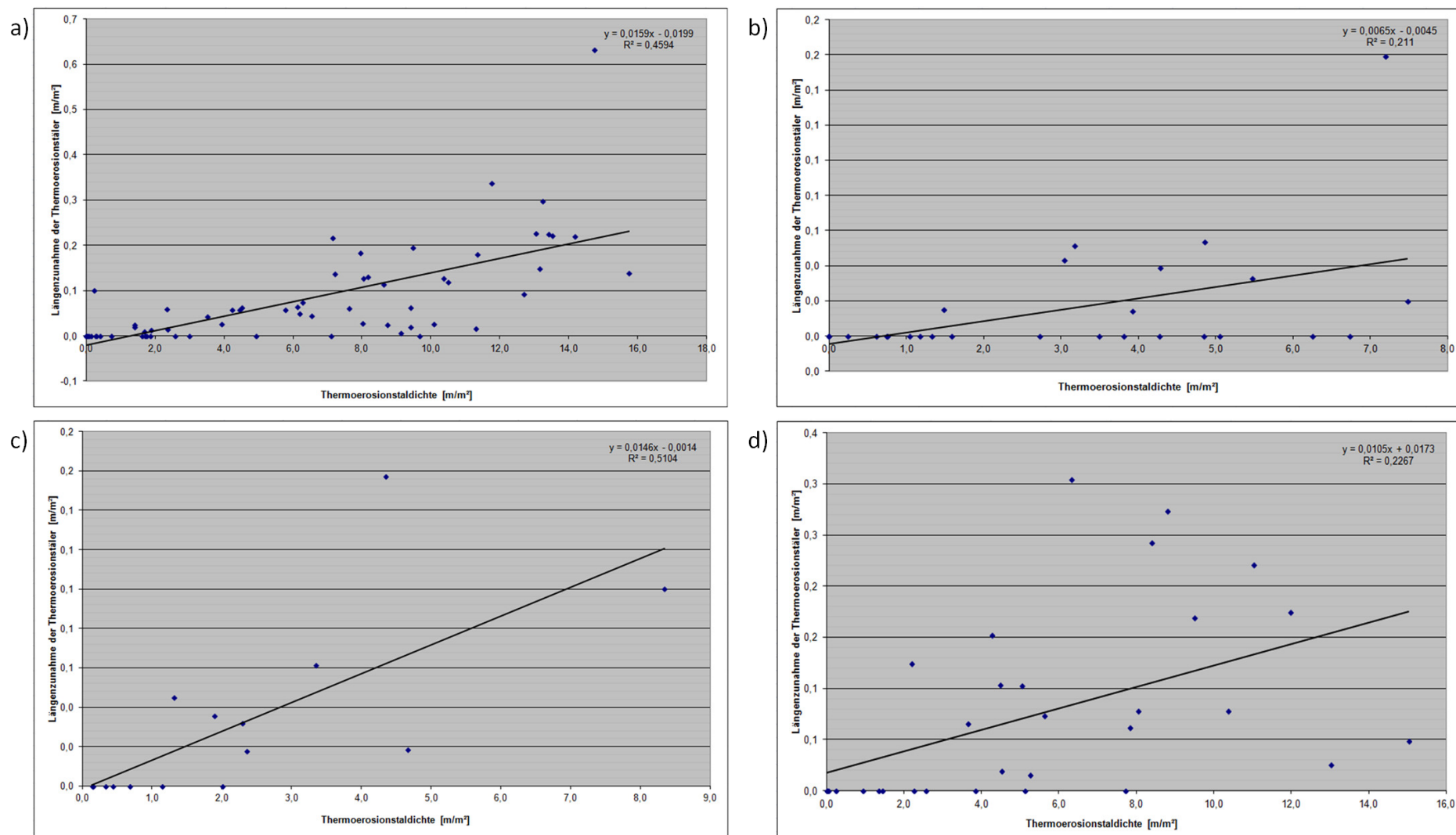
**Tab. 5.2:** Längenzunahme und Dichte der Thermoerosionstäler Kurungnakh von 1964 bis 1975 bzw. von 1975 bis 2010.

Sensor	Untersuchungsgebiet		Gesamtlänge Erosionstäler im Jahr 1964	Längenzunahme der Erosionstäler von Juli 1964 bis Juli 1975	Längenzunahme der Erosionstäler von Juli 1975 bis August 2010	Erosionstaldichte im Jahr 2010
RapidEye August 2010 6,5x6,5m	Kurungnakh	239,3 km <sup>2</sup>	254,0 km	4,1 km 1,6%	3,5 km 1,4%	1,1 km/km <sup>2</sup>

### ***5.1.3 Zusammenhang zwischen Thermoerosionstaldichte und Längenzunahme der Täler***

Die Ergebnisse der statistischen Korrelation zwischen Thermoerosionstaldichte und Längenzunahme der Täler zeigen die Graphen in Abb. 5.7. Aus dieser geht ein linearer Zusammenhang zwischen beiden Faktoren hervor; je höher die Thermoerosionstaldichte ist, desto stärker ist die längenmäßige Zunahme der Täler bzw. umgekehrt. Dieser Zusammenhang zeigt eine statistische Signifikanz zwischen 21 und 51% (siehe R<sup>2</sup>-Werte in Abb. 5.7). In der Statistik gilt ein Zusammenhang zwischen zwei Faktoren ab einer statistischen Signifikanz von 95% als bestätigt. Demnach existiert kein absoluter Zusammenhang zwischen der Thermoerosionstaldichte und der Längenzunahme der Täler.





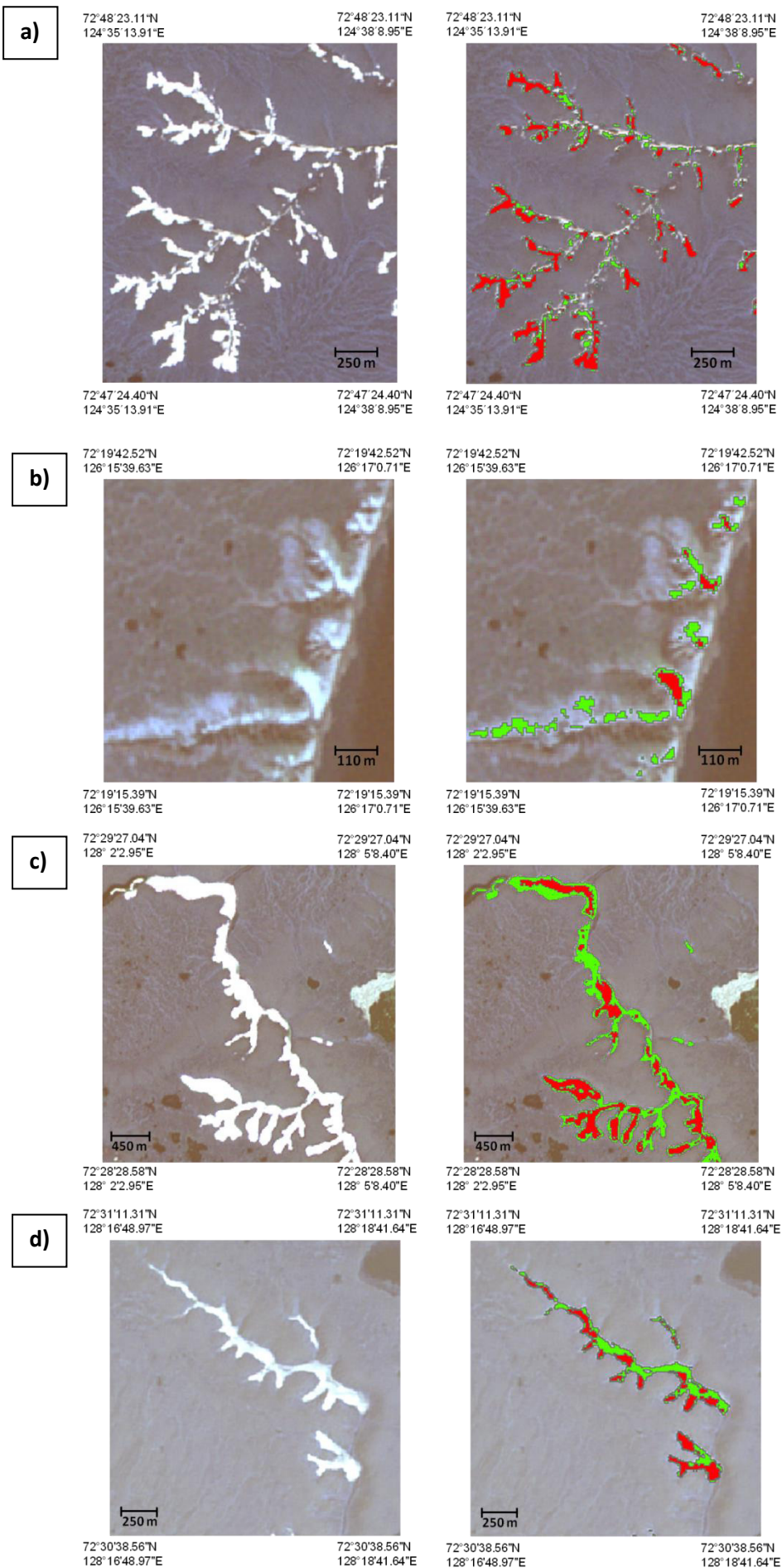
**Abb. 5.7:** Ergebnisse der statistischen Korrelation zwischen der Thermoerosionstaldichte im Jahr 2010 /11 und der Längenzunahme der Täler von 1975 bis 2010/11. Die Datenpunkte stellen jeweils die Thermoerosionstaldichte und Längenzunahme eines Gitternetzquadrates dar. **a)** Khardang, **b)** Dzhangylakh, **c)** Kurungnakh, **d)** Sobo. Die  $R^2$ -Werte geben jeweils die statistische Signifikanz des Zusammenhangs an.

## ***5.2 Klassifikation der Schneebedeckung***

Anhand exemplarischer Bildausschnitte sind die Klassifikationsergebnisse der vier Aufnahmezeitpunkte aus den Jahren 2009 bzw. 2011 in Abb. 5.8 dargestellt.

Eine objektive Bewertung des Klassifikationsergebnisses kann nicht erzielt werden, da keine Referenzdaten vorliegen. Dennoch lassen visuelle Vergleiche der Klassifikationsergebnisse mit den RGB-Szenen schlussfolgern, dass die Schneeflächen mit der angewandten Methode sicher erfasst wurden und die Unterteilung in „Schnee“- und „Nassschnee“-Flächen gelungen ist. Bei Bereichen, die im Klassifikationsergebnis weiß erscheinen, jedoch nicht als Schnee klassifiziert wurden, handelt es sich entweder um Eis (siehe Abb. 5.8 a) und b)), dessen spektrale Eigenschaften sich von Schnee unterscheiden (siehe 4.6.1) oder um schneebedeckte Bereiche, die nicht in die Analyse einbezogen wurden, da es sich bei ihnen nicht um Thermoerosionstäler handelt (siehe Randbereich zum Fluss, welcher in Abb. 5.8 b) rechts die Grenze der dritten Terrasse darstellt sowie eine schneebedeckte Fläche in Abb. 5.8 c), die nordwestlich an das Ufer eines Thermokarstsees angrenzt).

In Tab. 5.3 sind die Klassifikationsergebnisse quantitativ dargestellt.



**Abb. 5.8:** Exemplarische Bildausschnitte der Klassifikationsergebnisse (rechts) im Vergleich zu den RGB-Ausschnitten (links). a) aus dem östlichen Bereich Khardanghs der RapidEye-Szene vom 14.06.2009; b) aus dem südlichen Bereich Kurunaghs der RapidEye-Szene vom 27.06.2009; c) aus dem westlichen Bereich Sobos der RapidEye-Szene vom 17.06.2011; d) aus dem zentral-nördlichen Bereich Sobos einer Kompsat-2-Szene vom 04.07.2011. In der rechten Bildreihe: rot: Schnee, grün: Nassschnee.

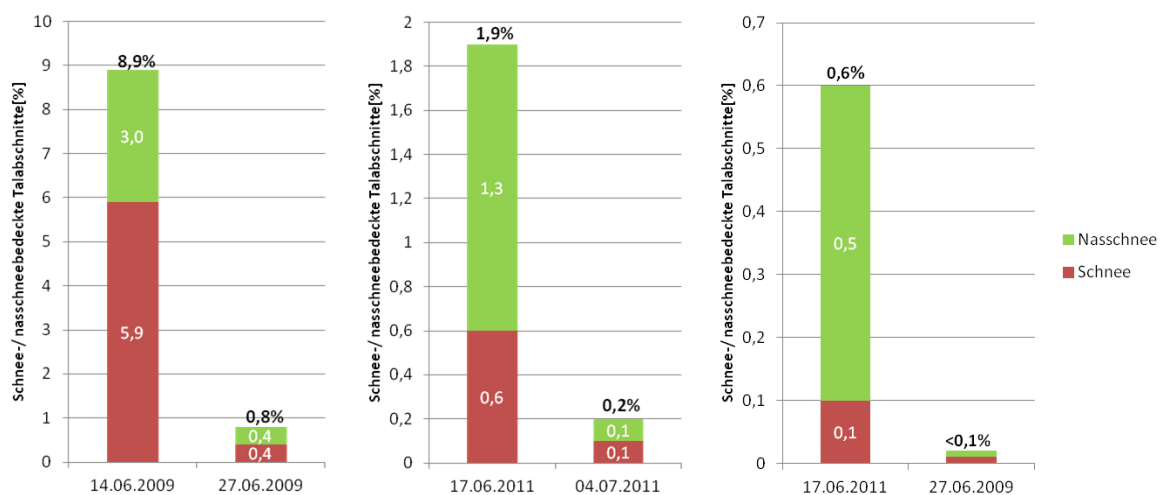
**Tab. 5.3:** Flächenmäßige Ausdehnung von Schnee sowie Nassschnee im Juni 2009 bzw. Juni/Juli 2011 auf der Grundlage von RapidEye- und Kompsat2-Daten in den Untersuchungsgebieten Khardang, Ebe-Basyn, Kurunagh, Dzhangylakh und im westlichen Teil Sobo-Sises.

Sensor	Einzugsgebiet		Gesamtlänge Erosionstäler	Schnee		Nassschnee		Gesamtschnee	
				Anteil der Schneebedeckung am Einzugsgebiet	Anteil der schneebedeckten Erosionstäler	Anteil der Nassschneebedeckung am Einzugsgebiet	Anteil der nassschneebedeckten Erosionstäler	Anteil der Gesamtschneebedeckung am Einzugsgebiet	Anteil der gesamten schneebedeckten Erosionstäler
RapidEye 14.06.2009 6,5x6,5m	Khardang +Ebe-Basyn	1235,2 km <sup>2</sup>	1808,9 km	11,1 km <sup>2</sup> 0,9%	337,5 km 18,7%	8,0 km <sup>2</sup> 0,7%	189,7 km 10,5%	19,2 km <sup>2</sup> 1,6%	527,3 km 29,2%
RapidEye 27.06.2009 6,5x6,5m	Kurungnakh + Dzhagylakh	508,5 km <sup>2</sup>	471,3 km	≈ 0,0 km <sup>2</sup> 0,0%	1,5 km 0,3%	0,1 km <sup>2</sup> ≈0,0%	4,4 km 0,9%	0,1 km <sup>2</sup> ≈ 0,0%	5,6 km 1,2%
RapidEye 17.06.2011 6,5x6,5m	Sobo (West)	329,6 km <sup>2</sup>	501,5 km	1,0 km <sup>2</sup> 0,3%	218,4 km 11,0%	2,2 km <sup>2</sup> 0,7%	227,7 km 7,2%	3,2 km <sup>2</sup> 1,0%	446,1 km 18,2%
Kompsat 04.07.2011	Sobo (Zentral- West)	125,0 km <sup>2</sup>	115,5km	0,1 km <sup>2</sup> 0,1%	5,5 km 4,8%	0,1 km <sup>2</sup> 0,1%	3,3 km 2,8%	0,2 km <sup>2</sup> 0,2%	8,8 km 7,6%
		189,8 km <sup>2</sup>	163,2 km	0,1 km <sup>2</sup> 0,1%	5,8 km 3,6%	0,2 km <sup>2</sup> 0,1%	5,3 km 3,2%	0,3 km <sup>2</sup> 0,2%	11,1 km 6,8%
		69,5 km <sup>2</sup>	38,7 km	≈ 0 km <sup>2</sup> 0,0%	0,1 km 0,3%	≈ 0 km <sup>2</sup> 0,0%	0,3 km 0,7%	≈ 0 km <sup>2</sup> 0,0%	0,4 km 1,3%
		102,5 km <sup>2</sup>	72,5 km	0,1 km <sup>2</sup> 0,1%	3,9 km 5,4%	0,1 km <sup>2</sup> 0,1%	3,6 km 4,9%	0,1 km <sup>2</sup> 0,1%	7,5 km 10,3%

Auf der Grundlage des Klassifikationsergebnisses konnte ein Vergleich bezüglich Quantität der Schneebedeckung zwischen den Eiskomplexinseln Khardang, Kurungnakh und Sobo zu gleichen Betrachtungszeitpunkten durchgeführt werden. Die Ergebnisse der in die Analyse eingegangenen Regionen (vgl. Abb. 4.7) sind in Abb. 5.9 dargestellt. Daraus geht hervor, dass am 17.06.2011 1,9 % der Täler Sobos schneebedeckt waren, während der Anteil der schneebedeckten Täler Kurungnakhs nur 0,6 % ausmacht. Demnach liegt zum selben Zeitpunkt auf Kurungnakh 68,4 % weniger Schnee als auf Sobo.

Der Vergleich der Schneebedeckung auf dem Testgebiet Khardangs und Kurungnakhs zeigt zum gleichen Aufnahmezeitpunkt am Tag des 27.06.2009 wiederum eine geringere Schneebedeckung auf Kurungnakh. Der Unterschied beträgt hierbei > 87,5 %.

Ein Vergleich der schneebedeckten Täler Khardangs und Sobos zur nahezu gleichen Jahreszeit, aber in unterschiedlichen Jahren (14.06.2009 und 17.06.2011), zeigt, dass auf Sobo 78,8%<sup>20</sup> weniger schneebedeckte Täler vorzufinden sind als auf Khardang.



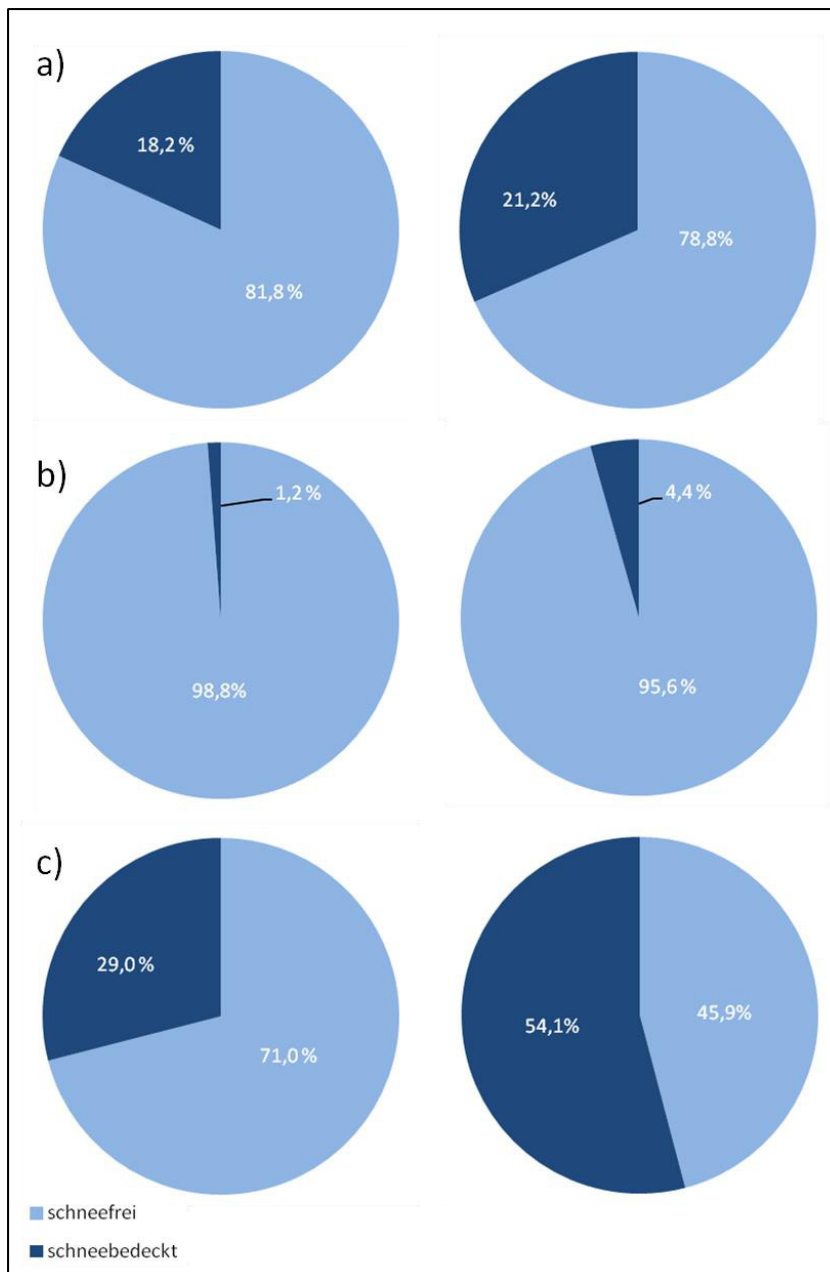
**Abb. 5.9:** Vergleich bezüglich der Quantität der Schneebedeckung zwischen den Eiskomplexinseln Khardang, Kurungnakh und Sobo zu gleichen Betrachtungszeitpunkten. **Links:** östlicher Teil Khardangs, **mitte:** zentral-nördliche Region Sobos, **rechts:** nordöstliche Region Kurungnakhs<sup>21</sup>.

<sup>20</sup> Dieser Wert ist aufgrund unterschiedlicher Aufnahmezeitpunkte mit Vorbehalt zu betrachten.

<sup>21</sup> Genaue Abdeckung der Testgebiete, welche in die Analyse eingingen (vgl. Abb. 5.9).

### 5.3 Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und längenmäßiger Ausdehnung der Thermoerosionstäler

In der Abb. 5.10 sind die Anteile der im Juni 2009/2011 schneebedeckten bzw. schneefreien Thermoerosionstäler mit den längenmäßigen Ausdehnungen der Thermoerosionstäler der Eiskomplexinseln von 1975 bis 2010/2011 in Abhängigkeit von der Schneebedeckung dargestellt. Exemplarisch ist am Beispiel von Sobo der Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und Längenausdehnung der Thermoerosionstäler wie folgt: 18,2 % der



Täler Sobos sind im Juni schneebedeckt. Dieser Anteil bewirkt 21,2 % des Längenzuwachses der Thermoerosionstäler dieser Eiskomplexinsel.

Daraus geht hervor, dass auf den Eiskomplexinseln generell für die Täler, die im Juni noch schneebedeckt sind eine größere längenmäßige Zunahme zu verzeichnen ist, als für solche, in denen der Schnee in diesem Monat bereits geschmolzen ist. Dieser Effekt ist für Kurungnakh und Dzhangylakh am deutlichsten festzustellen. Demnach liegt die Längenzunahme der Thermoerosionstäler für die schneebedeckten Täler dort etwa 170 % höher als für die schneefreien Täler. Für Khardang beträgt die Längenzunahme für die

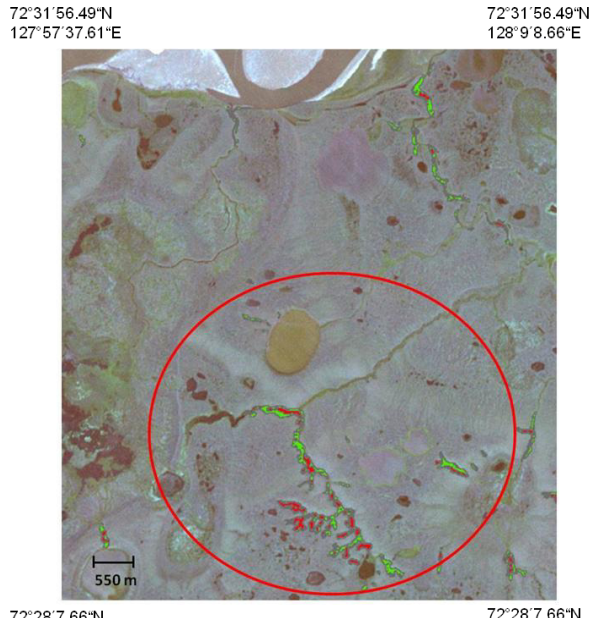
**Abb. 5.10:** Anteil der im Juni 2009/2011 schneebedeckten bzw. schneefreien Thermoerosionstäler (**linke Spalte**) gegenüber der längenmäßigen Zunahme der im Juni schneebedeckten bzw. schneefreien Thermoerosionstäler von 1975 bis 2010/2011 (**rechte Spalte**). a) Sobo, b) Kurungnakh & Dzhangylakh, c) Khardang.

schneebedeckten Täler im Vergleich zu den schneefreien 90 % und für die Sobos 20 %.

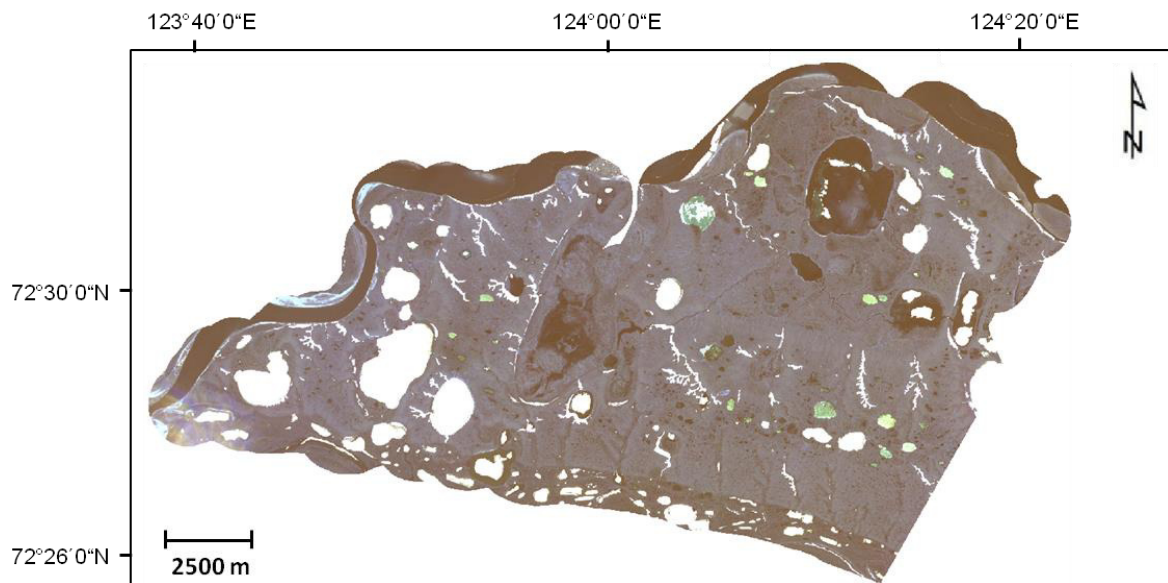
## 5.4 Visuelle Auswertung

### 5.4.1 Auffälligkeiten beim Vorkommen schneebedeckter bzw. schneefreier Täler

Eine visuelle Auswertung der Schneebedeckung ergibt, dass einzelne Thermoerosionstaläste Zweige aufweisen, die vollständig schneebedeckt sind, während andere komplett schneefrei sind (siehe Abb. 5.11). Die Übergänge sind oftmals sehr abrupt. Auffällig ist, dass im Fall Sobos eine generelle SO-NW-Orientierung der schneebedeckten Täler zu verzeichnen ist (siehe Abb. 5.12 und 5.13 links). Die Gesamtheit der Täler zeigt jedoch eine Vorzugsorientierung in N-S-Richtung auf. Schneebedeckt sind allerdings nur etwa ein Drittel der SO-NW-orientierten Täler.

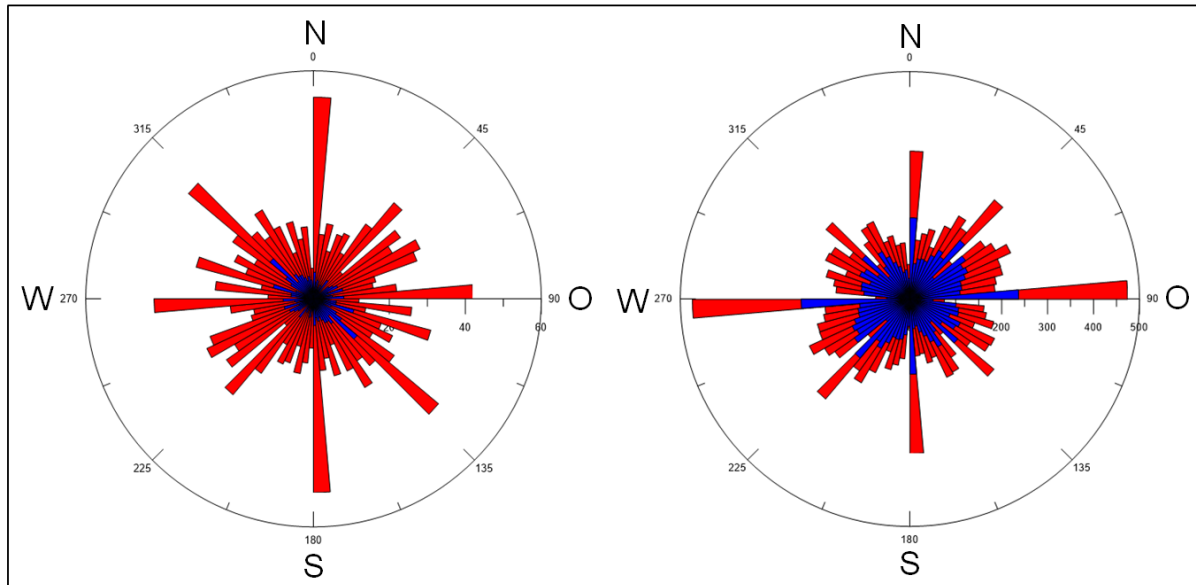


**Abb. 5.11:** Exemplarischer Bildausschnitt aus der RapidEye-Szene vom 27.06.2011. Dargestellt eine südliche Region Sobos. Das markierte Thermoerosionstal war Ende Juni 2011 teils von Schnee bedeckt, teils unbedeckt. Rot: Schnee, grün: Nassschnee.



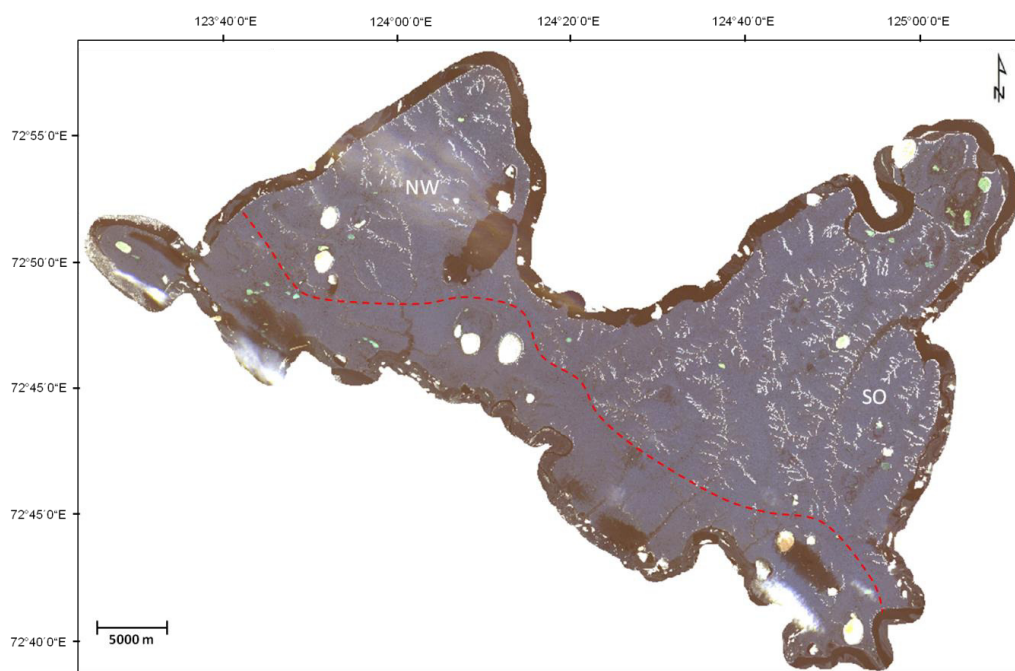
**Abb. 5.12:** Westlicher Teil Sobos mit schneebedeckten Thermoerosionstälern. Grundlage ist die RapidEye-Aufnahme vom 17.06.2011.

Eine derartig geregelte Orientierung der schneebedeckten Täler konnte für Khardang nicht festgestellt werden. Dort sind alle Täler, entsprechend ihrer Häufigkeit, gleichermaßen schneebedeckt. Es lässt sich für Khardang in der Gesamtheit der Täler eine ausgeprägte W-O-Orientierung der Täler, sowie eine nachgestellte N-S-Orientierung beobachten.



**Abb. 5.13:** Orientierung der schneefreien Thermoerosionstäler (rot) und der schneebedeckten Täler (blau); links: Sobo, rechts: Khardang.

Auffallend ist für Khardang weiterhin, dass die Thermoerosionstäler bis zu einer Entfernung von bis zu 5500 m von der SW-Seite der Eiskomplexinsel schneefrei sind (siehe Abb. 5.14).



**Abb. 5.14:** Schneebedeckte Thermoerosionstäler Khardangs. Die Schneegrenze befindet sich in einer Entfernung von bis zu 5500 m von der SW-Seite der Eiskomplexinsel. Grundlage ist die RapidEye-Aufnahme vom 14.06.2009.



Für die Eiskomplexinseln Kurungnakh und Dzahgylakh ist aufgrund der sehr geringen Schneebedeckung (vgl. Tab. 5.2) eine Untersuchung der Schneebedeckung in Hinblick auf die Orientierung der Täler in der Aussagekraft nicht hinreichend signifikant.

#### ***5.4.2 Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und Morphologie der Thermoerosionstäler***

Die visuelle Auswertung der Satellitenbilder in Bezug auf den Zusammenhang zwischen der Schneebedeckung und der Morphologie der Thermoerosionstäler im Untersuchungsgebiet lässt folgende Aussagen zu:

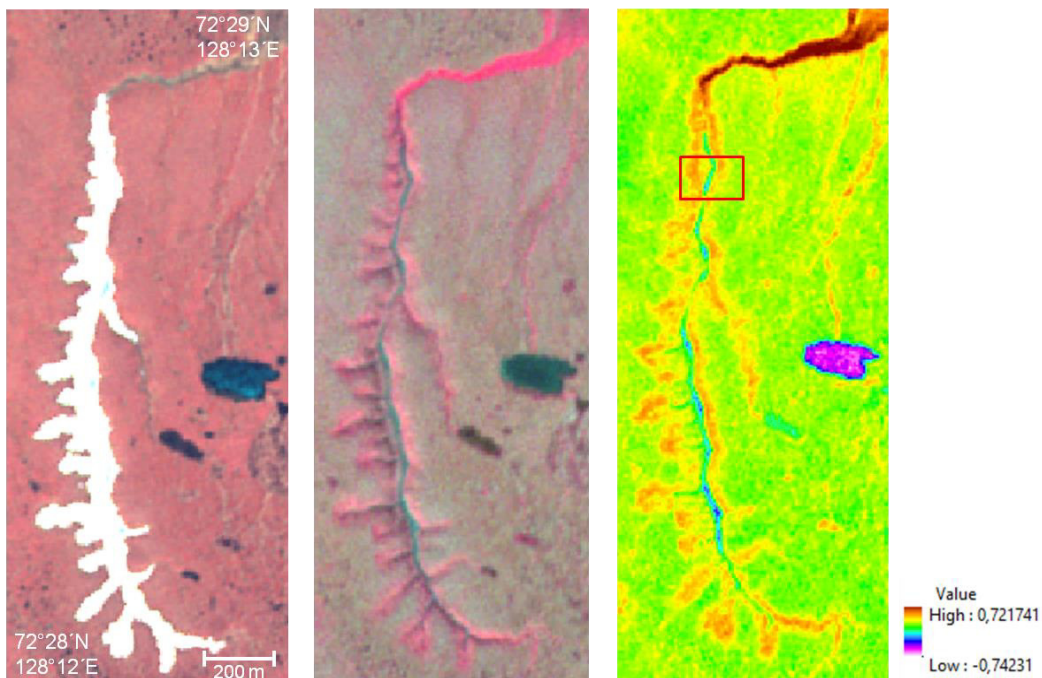
- Thermoerosionstäler in Satellitenbildern des Monats August (schneefrei) zeigten einerseits scharfkantige Regionen, die meist im Zusammenhang mit einem hohen Relief auftreten, dessen Identifikation anhand von Schattenwürfen leicht möglich war.
- Andererseits weisen andere Talzweige ein eher niedriges Relief und abgerundete Kanten auf.
- Vergleicht man die Satelliten-Szenen der Untersuchungsgebiete mit bzw. ohne Schneebedeckung und gleicher räumlicher Abdeckung miteinander, so lässt sich feststellen, dass der Schnee Mitte Juni bis Anfang Juli tendenziell in Thermoerosionsrinnen, die tiefer in das Grundgestein einschneiden, vorzufinden ist.

### ***5.5 Regionale Charakteristika des NDVI & Abhängigkeit von der Schneebedeckung***

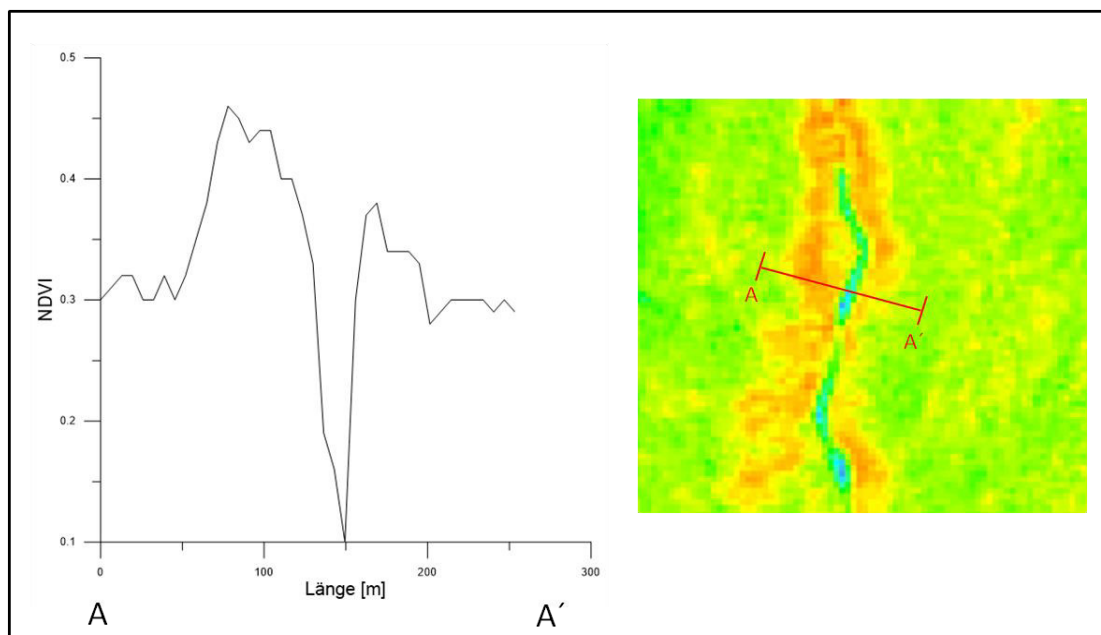
#### ***5.5.1 Darstellung des NDVI: Tundra vs. Thermoerosionstäler des Eiskomplexes***

Auf der Basis der RapidEye-Szenen vom August 2010 bzw. 2011 (vgl. Abb. 4.8) wurde für die Tundra des Eiskomplexes der dritten Terrasse ein „Hintergrund-NDVI“ von  $0,27 \pm 0,04$  ermittelt. Die NDVI-Werte in den Thermoerosionstälern liegen insgesamt deutlich über diesem Normwert (siehe Mittelwerte des NDVI der im Frühjahr schneebedeckten bzw. schneefreien Täler der jeweiligen Eiskomplexinseln in Tab. 5.2).

Einige scharf umrissene bzw. tief einschneidende Täler Sobos, in denen sich im Juni 2009 noch eine Schneedecke befand, zeigen im August 2010 einen von außen nach innen abnehmenden NDVI auf (siehe Abb. 5.15 und 5.16).



**Abb. 5.15:** Thermoerosionstal auf Sobo mit von außen nach innen abnehmender Vegetation. **Links:** Schneebedecktes Tal, aufgenommen am 27.06.2009; **Mitte:** schneefreies Tal, aufgenommen am 10.08.2011; **rechts:** Darstellung des NDVI auf Basis der schneefreien RapidEye-Szene.

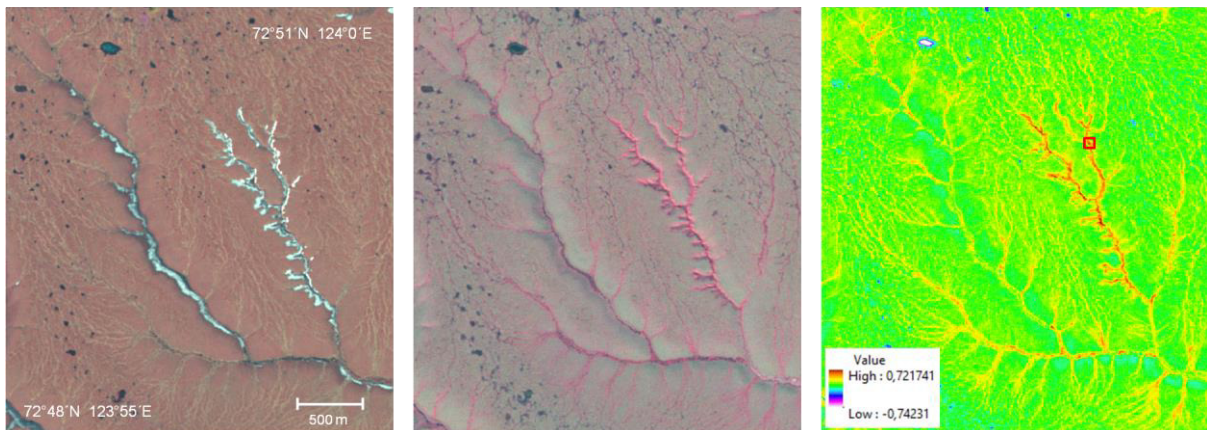


**Abb. 5.16:** Profil durch ein Thermoerosionstal Sobos, dessen NDVI-Werte von außen nach innen abnehmen.

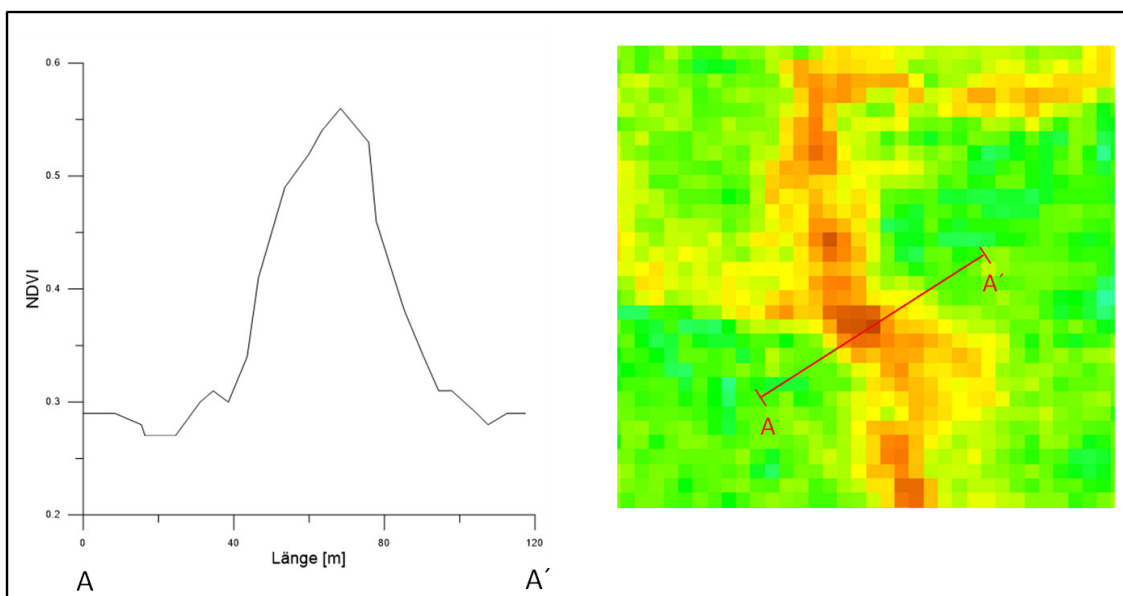
Die Konturen der Thermoerosionstäler entlang der Südseite Sobos sind sehr weich. Von einer Ausnahme abgesehen, lag in dieser Region kein Schnee in diesen Tälern. Der NDVI liegt hier etwa in der gleichen Größenordnung des „Hintergrund-NDVI“ vor.

Ebenfalls im Frühjahr noch schneebedeckte Thermoerosionstäler zeigten im Gegensatz zu dem in den Abb. 5.15 und 5.16 dargestellten Beispiel eine gegenläufige Tendenz an. Demnach nimmt zum Beispiel in einem Thermoerosionstalast im westlichen Teil Khardangs

der NDVI von den Hängen zur Sohle hin zu (siehe Abb. 5.17 und 5.18). Weiterhin weisen die zwei in Abb. 5.17 dargestellten, parallel verlaufende Thermoerosionstaläste auffallend stark voneinander abweichende NDVI-Werte auf. Anhand der Schattierungen konnte mittels der RGB-Bilder festgestellt werden, dass der linke Talast tief in die Geländeoberfläche einschneidet und die Talhänge im Vergleich zum rechten Talast relativ flach einfallen. Der Schnee lagert sich dort vor allem an der Talsohle ab, während er sich im rechten Talast an den relativ steil einfallenden Hängen festhält.



**Abb. 5.17:** Thermoerosionstal auf Khardang mit von außen nach innen zunehmender Vegetation. **Links:** Schneebedecktes Tal, aufgenommen am 14.06.2009; **Mitte:** schneefreies Tal, aufgenommen am 04.08.2010; **rechts:** Darstellung des NDVI auf Basis der schneefreien RapidEye-Szene.



**Abb. 5.18:** Profil durch ein Thermoerosionstal Khardangs, dessen NDVI-Werte von außen nach innen zunehmen.

### 5.5.2 Chi-Quadrat-Normalverteilungs- und t-Test

Die Berechnungen des *Chi-Quadrat-Normalverteilungstests* widerlegten, mit der Ausnahme der NDVI-Verteilungen der schneebedeckten Täler Kurungnakh und Dzhangylakh, die Nullhypothese mit den herkömmlich berechneten Verteilungsparametern. Mithilfe von geschätzten Mittelwerten bzw. Standardabweichungen fand sich allerdings auch für die NDVI-Verteilungskurven dieser beiden schneebedeckten Täler eine Normalverteilungskurve, welche die jeweilige NDVI-Verteilung repräsentiert und den *Chi-Quadrat-Normalverteilungstest* bestätigt. Die NDVI-Verteilungen sind somit in ihrer Gesamtheit verträglich mit der Normalverteilung, sodass die Voraussetzung für einen nachfolgenden *t-Test* geschaffen ist. Im Anhang befinden sich die geplotteten NDVI-Verteilungen im Vergleich zur mathematischen Normalverteilung.

Die ursprünglichen und geschätzten Verteilungsparameter sowie die mithilfe des *t-Tests* ermittelten t-Werte (siehe Formeln 4.6 und 4.7) sind in Tab. 5.4 dargestellt. Da die t-Werte sich für alle Eiskomplexinseln oberhalb des kritischen Wertes von 2,8<sup>22</sup> befinden, liegt die Wahrscheinlichkeit P, mit der die Nullhypothese (vgl. Kap. 4.8.1) widerlegt werden kann bei rund 100%. Der NDVI der Sommermonate ist damit abhängig von der frühjährlichen Schneebedeckung. Regionen in denen im Frühjahr länger Schnee lag, weisen im Sommer einen höheren NDVI und damit eine vitalere Vegetationsbedeckung auf als Regionen, in denen die Schneebedeckung früher vollständig weggeschmolzen ist.

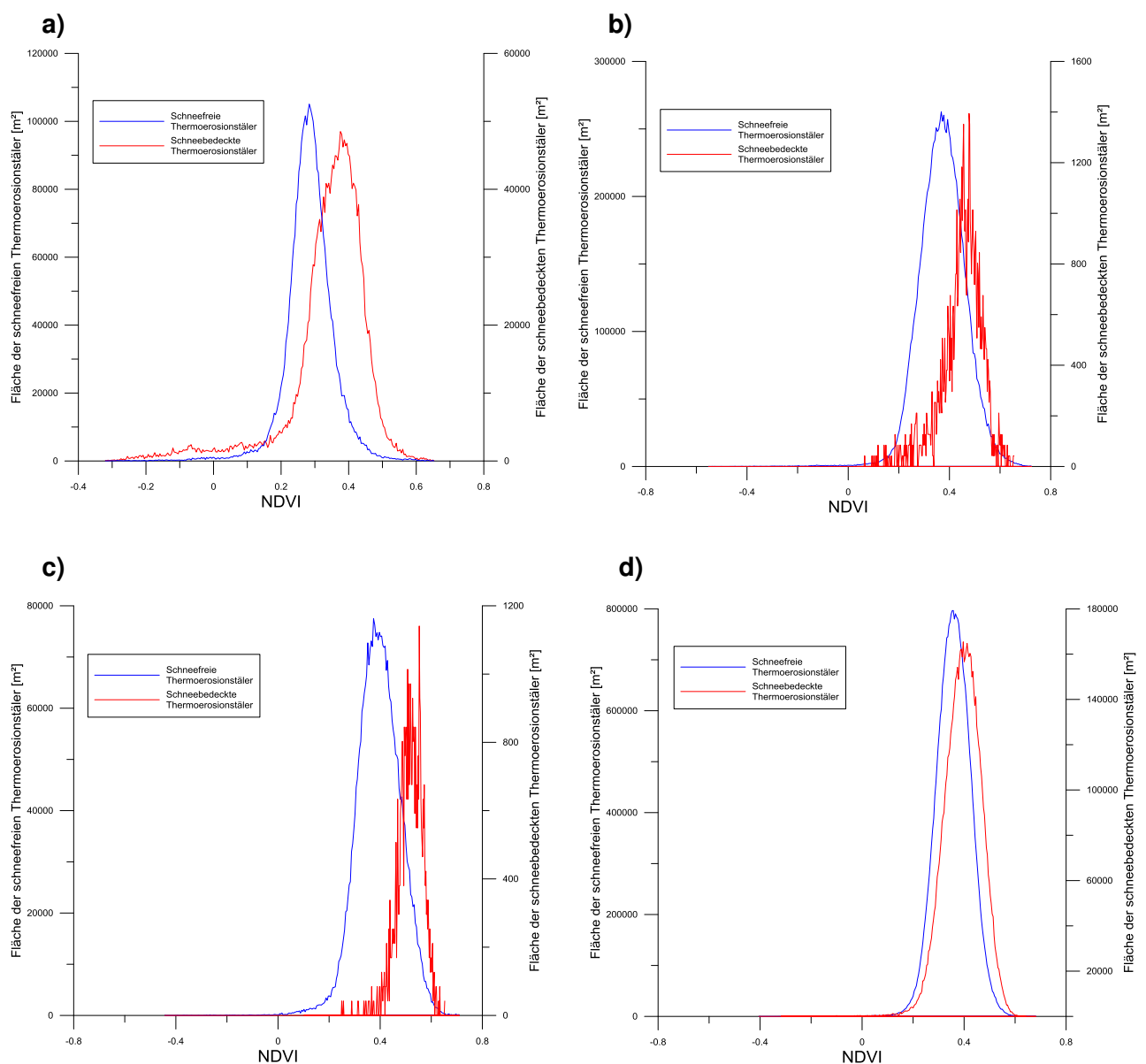
**Tab. 5.4** : Ergebnisse des *Chi-Quadrat-* und *t-Tests*.

	<b>Sobo</b>		<b>Kurungnakh</b>		<b>Dzhangylakh</b>		<b>Khardang</b>	
	schneebe- deckt	schneefrei	schneebe- deckt	schneefrei	schneebe- deckt	schneefrei	schneebe- deckt	schneefrei
<b>Mittelwert (X1/X2)</b>	0,34 0,35	0,28 0,30	0,45 0,45	0,37 0,35	0,52 0,52	0,39 0,39	0,39 0,39	0,36 0,36
<b>Standardabweichung (s1/s2)</b>	0,12 0,17	0,07 0,13	0,08 0,08	0,09 0,13	0,05 0,05	0,09 0,10	0,07 0,09	0,07 0,10
<b>Anzahl der Pixel (n1/n2)</b>	54391	82845	1560	258620	1053	80974	183415	735065
<b>t-Wert</b>	<b>23,72</b>		<b>10,93</b>		<b>13,3</b>		<b>36,72</b>	

In Abb. 5.19 sind die NDVI-Verteilungen der sommerlichen NDVI-Werte für die Thermoerosionstabschnitte der vier Eiskomplexinseln Sobo, Kurungnakh, Dzhangylakh und Khardang, die im Frühjahr schneefrei bzw. schneebedeckt waren, dargestellt. In den

<sup>22</sup> Dieser Wert wurde anhand der Tabelle „t-Werte der t-Tabelle“ (siehe Anhang) linear interpoliert.

Thermoerosionstalabschnitten der östlichsten Eiskomplexinsel Sobo, in denen sich im Frühjahr der Schnee am längsten gehalten hat, liegt der sommerliche NDVI im Mittel um 14,3% höher als in solchen, in denen der Schnee früher schmolz. Diese Tendenz steigt in Richtung Westen an. So ist der sommerliche NDVI in den im Frühjahr schneebedeckten Tälern Kurungnaks um 22,2% und in denen Dzhangylakhs um 25,0% höher als in den schneefreien Tälern. Die westlichste Eiskomplexinsel, Khardang, zeigt jedoch mit einem mittleren NDVI-Unterschied von 7,7% den geringsten Einfluss der Schneebedeckung auf den NDVI auf.



**Abbildung 5.19:** NDVI-Verteilung der sommerlichen NDVI-Werte für Thermoerosionstalabschnitte, die im Frühjahr schneefrei bzw. schneebedeckt waren. **a)** Sobo, **b)** Kurungnakh, **c)** Dzhangylakh, **d)** Khardang.

## 6. Diskussion

### ***6.1 Qualität der Satellitendaten und Anwendbarkeit der Fernerkundungs- und GIS-Methoden***

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde ein einkanaliges Hexagon-Mosaik sowie multispektrale Satellitendaten, im Speziellen RapidEye- und Kompsat-2-Daten, als Basis für die Digitalisierung von Thermoerosionstälern der dritten Terrasse des Lena-Deltas zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten verwendet. Diese Entscheidung gründet sich auf der Verwendung von Daten, die einen möglichst großen Zeitraum für eine *Change Detection* abdecken. Außerdem bieten diese Daten gegenüber anderen Vorteile. So weisen sie eine deutlich höhere räumliche Auflösung als z.B. Landsat-Daten auf. Außerdem liegen sie, im Vergleich zu Luftbildern, in der einfachen Abdeckung großer Regionen vor. Im Vergleich zu vorliegenden topographischen Karten von 1981-83 sind die verwendeten Satellitenbildszenen aus den Jahren 2010 und 2011 wesentlich aktueller und ermöglichen im Rahmen ihrer geometrischen Auflösung beliebige Maßstabänderungen (ca. 1:50.000 bis 1:500.000).

Sowohl Fernerkundungs- als auch GIS-Methoden zeichnen sich durch die weitgehende Automatisierung von Prozessen aus, die im Laufe der Datenverarbeitung durchgeführt werden (Kronberg, 1985). Dies kann eine schnelle und effektive Bearbeitung eines so großen Untersuchungsgebietes wie den Eiskomplex des Lena-Deltas ermöglichen. Eine solche Automatisierung erbrachte für die Klassifikation schneebedeckter Thermoerosionstäler sehr gute Ergebnisse. Die Kartierung der Thermoerosionstäler, sowie die *Change Detection* der Tallängenzunahme mussten allerdings manuell durchgeführt werden, da eine Automatisierung lediglich mithilfe eines digitalen Geländemodells, aus dem der Verlauf der Thermoerosionstäler hervorginge, möglich gewesen wäre. Ein solches DGM lag allerdings nicht vor. Eine Orientierung am Schattenwurf der Täler hätte weiterhin aufgrund unterschiedlicher Sonnenstände ein zu hohes Fehlerpotential bedeutet. Das Ergebnis der manuellen Kartierung ist visuell als sehr gute Analysegrundlage einzuschätzen.

Limitationen, welche die Analysen im GIS beeinflussen können, ergeben sich aus der geometrischen Auflösung der Satellitendaten. Für die Kartierung der Thermoerosionstäler stellt hierbei die räumliche Auflösung des Hexagon-Mosaiks den limitierenden Faktor von 10 m/px dar, während er für die Schneeklassifikation bei 4 m/px für die Kompsat-2 und bei 6,5 m/px für die RapidEye-Daten liegt. Diese Auflösung resultiert zum einen darin, dass nicht alle Längenzunahmen der Erosionstäler über den Betrachtungszeitraum detektierbar sind (siehe Kap. 5.1.1) und zum anderen in der bereits erörterten Mischpixelproblematik, durch die die Schneeflächen im Ergebnis geringfügig unterrepräsentiert sind (vgl. Kap. 5.6.2). Durch die Festlegung der Mindestgröße für Schneeflächen von 42,3 m<sup>2</sup> ist der Fehler jedoch als gering

einzuschätzen. Um die Klassifikationsergebnisse vergleichbar zu machen, sind demnach die Schneeflächen  $\leq 42,3 \text{ m}^2$  auch aus den Kompsat-2-Daten eliminiert worden, obwohl die Mindestauflösung der Schneeflächen hier bei  $16 \text{ m}^2$  liegt. Alle Analyseergebnisse sind somit ausschließlich für Schneeflächen  $\geq 42,3 \text{ m}^2$  gültig, wofür die erbrachten statistischen Ergebnisse eine sehr hohe Aussagekraft aufweisen, da sie nicht auf einer Stichprobe, sondern auf der Gesamtheit aller Schneeflächen ab dieser Größe im Untersuchungsgebiet beruhen.

Die für den fünften Kanal der RapidEye-Daten angewandte *Density Slicing*-Methode wird in Übereinstimmung mit König (1995) und Bryant et al. (1999) als geeignetes Verfahren zur Klassifikation von Schneeflächen eingeschätzt. Limitationen ergeben sich aus der Bestimmung des Schwellenwerts. Die Schwellenwertbestimmung beruht wie auch bei Bryant et al. (1999) auf visuellen Einschätzungen und ist damit subjektiv. In Folge ist davon auszugehen, dass die Schneeflächen im Klassifikationsergebnis geringfügig unterrepräsentiert sind. Eine Möglichkeit zur Minimierung dieser Unschärfe wäre die Verifizierung des Schwellenwertes der Schneeklassen durch Felddaten wie beispielsweise Spektrometermessungen, da es sich bei den Schwellenwerten von König (1995), an denen sich die Schneeklassifikation orientiert, lediglich um einen globalen Mittelwert handelt, es aber regionale Unterschiede geben kann, die beispielsweise auf dem Wassergehalt oder dem Verschmutzungsgrad des Schnees beruhen (vgl. Kap. 5.6.1). Solche Daten liegen allerdings nicht vor. Unter Berücksichtigung dieser möglichen Unschärfe ist das Klassifikationsergebnis dennoch durch den visuellen Vergleich mit den RGB-Bildern als sehr gut und für die anschließenden Analysen als hinreichend genau zu beurteilen.

Der Aufnahmezeitpunkt der Satellitendaten könnte die Aussagekraft, insbesondere der Klassifikationsergebnisse, beeinflussen. So zeigten die Ergebnisse, dass Ende Juni 2009 nahezu doppelt so viel Schnee lag wie Anfang Juli 2011. Unter Berücksichtigung dieser jahresspezifischen bzw. saisonalen Schwankungen ist es dennoch gelungen, der Fragestellung bezüglich des Einflusses der Schneebedeckung auf die Thermoerosion gerecht zu werden.

## 6.2 Regionale Unterschiede der Schneebedeckung

Generell ergaben visuelle Beobachtungen, dass der Schnee im Betrachtungszeitraum tendenziell in Thermoerosionsrinnen, die tiefer in den Eiskomplex einschneiden, vorzufinden ist (vgl. Kapitel 5.4.2). Dies könnte damit begründet werden, dass der Schnee dort nicht nur primär abgelagert, sondern auch durch Winde eingetragen wurde und in tiefliegenden Reliefstrukturen gefangen blieb. Der Eiskomplex, der die schneegefüllten Täler umgibt, ist aufgrund seiner höheren Wärmespeicherkapazität im Vergleich zur Luft nach den Wintermonaten kälter als die steigenden Lufttemperaturen im Sommer, sodass in tiefeinschneidenden Thermoerosionstälern der Schnee am längsten liegen bleibt. Dadurch, dass der Winter durch den Polartag charakterisiert ist und somit die Sonne nicht über dem Horizont erscheint (Frolov et al., 2005), bleibt der Schnee zudem vor der Sonne in den tiefliegenden Reliefstrukturen geschützt und taut später als in flachen Tälern.

Des Weiteren liegt möglicherweise eine positive Rückkopplung zwischen dem Thermoerosionsprozess und den tief einschneidenden Thermoerosionstälern vor, da in diesen mehr Schnee als in flacheren Tälern gefangen bleibt, der beim Tauprozess in Form entsprechend großer Schmelzwasservolumina das darunterliegende eisreiche Sediment antaut und dieses abträgt, wodurch das Tal wiederum tiefer in den Eiskomplex einschneidet.

Die für die *Change Detection* der schneebedeckten Thermoerosionstäler Khardangs, Kurungnaks und Sobos verwendeten Testgebiete umfassen lediglich ein Viertel bis ein Drittel<sup>23</sup> der jeweiligen Eiskomplexinseln. Die Testgebiete weisen jedoch für eine statistische Erhebung der Quantität der Schneebedeckung eine hinreichende Größe auf, da in ihnen schneebedeckte- sowie schneefreie Täler in einem für die gesamte jeweilige Eiskomplexinsel repräsentativen Ausmaß vorliegen. Die zu erwartende Abweichung der für die Testgebiete bestimmten Schneeverteilung im Vergleich zur tatsächlichen Schneeverteilung des gesamten Untersuchungsgebietes ist somit als derartig gering einzuschätzen, dass von keiner Beeinträchtigung der Analyse auszugehen ist.

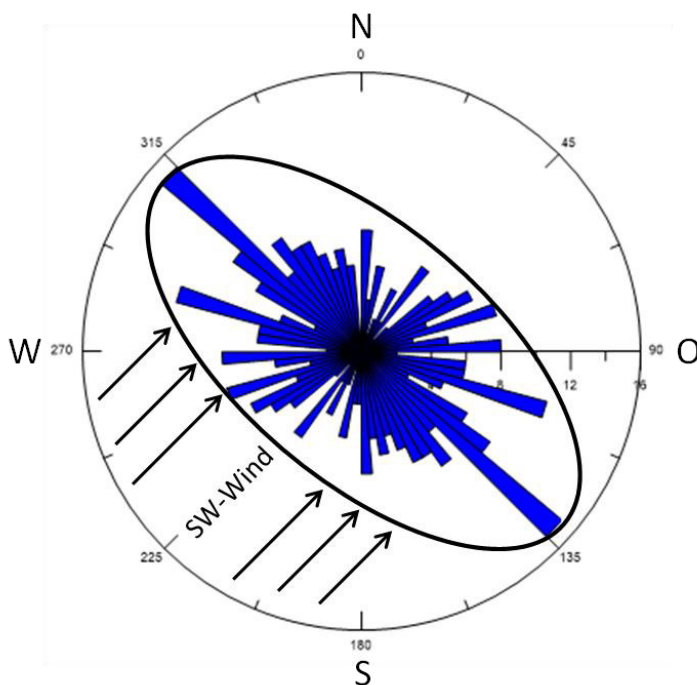
Das Ergebnis der *Change Detection* lässt die Vermutung, unter Vorbehalt der unterschiedlichen Aufnahmezeitpunkte Sobos und Khardangs, zu, dass zum gleichen Betrachtungszeitpunkt Khardang den größten Anteil schneebedeckter Täler aufweist und Kurungnakh den geringsten. Dies könnte mit der Lage der Eiskomplexinseln zu den Flussarmen der Lena begründet werden. So wird die von der Lena transportierte Wärme aus den gemäßigten Breiten in Richtung arktische Küste in Abhängigkeit von den hydrologischen Gegebenheiten ungleichmäßig im Delta verteilt, sodass der regelmäßig durchströmte Ostteil des Deltas generell wärmer ist, als der westliche Teil (Grigoriev et al., 1996). Die östliche Eiskomplexinsel Sobo weist somit eine geringere Schneebedeckung auf als Khardang.

<sup>23</sup> Anteil des Testgebietes der jeweiligen Eiskomplexinsel: Sobo: 30,9%, Kurungnakh: 34,6%, Khardang: 27,1%.



Kurungnakh liegt weiterhin zentral, direkt inmitten der Gabelung des Hauptstroms der Lena und dem Olenyokskaya-Kanal und wird somit am stärksten durch die Wärme der Lena gespeist (Grigoriev et al., 1996). Zudem zeigt Khardang eine flächendeckende Schneebedeckung seiner Thermoerosionstäler, wobei jedoch die südwestliche Seite der Eiskomplexinsel keinerlei Schneebedeckung aufweist (vgl. Abb. 5.14). Hierfür könnte der Flusszweig der Lena, der parallel zur SW-Seite verläuft, verantwortlich sein. Die Wärmeabstrahlung der Lena könnte dort den Boden bzw. den Schnee in den Tälern im Radius von etwa 400 m tauen lassen.

Die NW-SO Vorzugsorientierung der schneebedeckten Thermoerosionstäler Sobos liegt wahrscheinlich in der Windrichtung begründet (siehe Abb. 6.1). So wird der Schnee vor allem



**Abb. 6.1:** NW-SO-Orientierung der schneebedeckten Thermoerosionstäler Sobos. Als mögliche Erklärung wird der im Winter vorherrschende Wind aus südwestlicher Richtung angeführt, der den Schnee in tieferen Thermoerosionstälern senkrecht zur Windrichtung einfängt.

in tiefen Tälern, die senkrecht zu der in den Wintermonaten vorherrschenden Winden aus südwestlicher Richtung (vgl. Gukov, 2001) liegen, eingefangen. Währenddessen kann die in vergleichsweise flacheren Tälern abgelagerte Schneefracht in Anbetracht der hohen Windstärken von bis zu 20 m/s im Winter (vgl. Gukov, 2001) aus den Tälern herausgetragen und weitertransportiert werden. Dies erklärt, warum lediglich die Hälfte der NW-SO orientierten Täler schneebedeckt ist und es sich bei ihnen vor allem um tiefliegende Reliefstrukturen handelt.

Khardang zeigt hingegen keinerlei Vorzugsorientierung der schneebedeckten Täler auf. Die Begründung könnte in der unterschiedlichen Topographie der beiden Eiskomplexinseln liegen. So weist Sobo, visuellen Beobachtungen nach, im Durchschnitt breitere, jedoch nicht zwangsläufig tiefere Täler als Khardang auf, was jedoch durch ein Geländemodell verifiziert werden müsste. Hinweise für diese Annahme geben breitere Schattenbereiche auf den Talhängen Sobos, die darauf hindeuten, dass diese insgesamt weniger steil einfallen, als die Täler Khardangs. Diese visuelle Analyse in Bezug auf die Breite der Täler, welche auf der Grundlage der Sommerbilder basiert, wird bekräftigt durch die breiter ausfallende

Schneebedeckung in den Tälern Sobos im Vergleich zu denen Khardangs. Durch die hohen winterlichen Windgeschwindigkeiten kann der Wind außerdem über schmalere Täler eher ungebremst hinweggehen und dabei nur einen Teil der Schneeladung an die Täler verlieren. Währenddessen könnten die Hänge der breiten Täler Sobos eher als Rampen fungieren, welche die Winde abbremsen, wodurch die Schneeladung im jeweiligen Tal hängen bleibt. Außerdem ist die Eiskomplexinsel Khardang, die auf einer Höhe von etwa 30-70 m über NN<sup>24</sup> liegt, nur etwa 8 km entfernt von dem bis zu 200 m über NN hohen Chekanovsky Gebirge, das sich südwestlich des Lena-Deltas befindet und aus deren Richtung die Winterwinde kommen. Sobo hingegen liegt exponierter, als Khardang, da die Eiskomplexinsel sich in einer Entfernung von ca. 15 km vom flacheren Kharaulakh Gebirge befindet. Somit ist Sobo für die starken Winterwinde angreifbarer als die Eiskomplexinsel Khardang, die mehr im Windschatten des vorgelagerten Chekanovsky Gebirges liegt, sodass die Winde dort eher oberflächlich über die die Eiskomplexinsel hinweggehen.

### ***6.3 Interpretation der regionalen Variationen des NDVI***

Die in Regel, im Vergleich zum „Hintergrund-NDVI“ der umgebenen Tundra, höher ausfallenden NDVI-Werte der Thermoerosionstäler lassen sich damit begründen, dass die Täler vergleichsweise feuchter sind, da der durch Wind eingefangene Schnee dort im Frühjahr größere Schneeschmelzvolumina freisetzt. Demzufolge ist vor allem auf Khardang ein von den Talhängen bis zur Sohle zunehmender NDVI zu beobachten, da sich an der Talsohle das überschüssige Schmelzwasser, das im Boden der Hänge nicht gebunden wird, sammelt, sodass es dort am feuchtesten ist. Dass in tieferen Tälern Sobos, in denen der Schnee am längsten lag, ein entgegengesetzter Trend, nämlich ein von außen nach innen abnehmender NDVI, zu beobachten ist, könnte mit Schattenbereichen zusammenhängen, die von der Geländeoberfläche bis ins Talinnere zunehmen und somit eine geringere Vegetationsbedeckung zulassen. Dies unterstützt die, anhand von Schattenwürfen und ausgeprägter Konturen, untermauerte Hypothese, dass die Täler Sobos, in denen der Schnee mindestens bis Juni liegen bleibt, mindestens ebenso tief in den Eiskomplex einschneiden wie die Täler Khardangs.

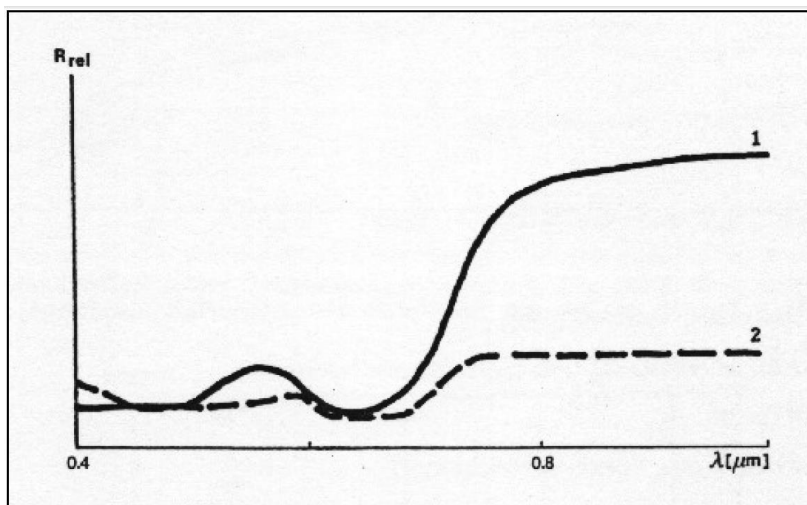
Schattenbereiche können allerdings auch den NDVI verfälschen. So sind Schattenbereiche mit Vegetation insgesamt durch eine geringe Radianz in allen Kanälen gekennzeichnet (Huemmrich, 1996). Nach Yamazaki et al., 2009 hängt die Radianz zudem von der Wellenlänge des Sonnenlichts ab. So nimmt sie nach ihrem Maximum bei 550 nm mit zunehmender Wellenlänge ab und zeigt somit im NIR besonders starke Einbußen in der Radianz. Da das NIR-Signal sehr sensibel in Bezug auf Schatten ist und in sehr schattigen

---

<sup>24</sup> Diese Information wurde topographischen Karten, welche dem AWI vorliegen, entnommen.

Bereichen keine Radianz mehr zu erwarten ist, diese jedoch in allen Szenen vorliegt, kann von einem geringfügigen Schatteneinfluss ausgegangen werden. Aufgrund des niedrigen Sonnenstandes unterliegen außerdem nahezu alle Thermoerosionstäler des Eiskomplexes einem Schatteneinfluss. Dies lässt sich aus einer visuellen Begutachtung des jeweiligen NIR-Bands der Satellitenszenen schließen. Somit relativieren sich die Unterschiede der NIR-Radianzen der Täler. Da es sich bei dem NDVI um einen Index handelt, wird der Schatteneinfluss zudem in etwa durch den Normalisierungsfaktor im Nenner neutralisiert (vgl. Formel 4.1) (Buchhorn et al., 2013). Der NDVI in Schattenbereichen zeigt somit kaum Differenzen in Abhängigkeit des Schattens.

Neben dem Einfluss des Schattens kann im Fall sehr tief einschneidender



**Abb. 6.2:** Einfluss einer Überflutung auf die spektrale Reflexion von Vegetation (nach Albertz, 2001). 1.) nicht überflutet, 2) überflutet.

Thermoerosionstäler auch Staunässe der Schneeschmelzwasser die NIR-Radianz, in ähnlicher Weise wie Schatten, geringer ausfallen lassen (siehe Abb. 6.2) (Buchhorn et al., 2013). Dies liegt darin begründet, dass die spektrale Reflexion von Wasser deutlich niedriger ausfällt, als die vitaler Vegetation (Albertz, 2001).

Das Mischpixelsignal, welches die spektralen Informationen von Vegetation und Wasser beinhaltet, senkt somit die NIR-Radianz in Thermoerosionstälern, in denen sich das Schmelzwasser sammelt, im Vergleich zu Tälern, die nicht von Staunässe betroffen sind. Auch dieser Effekt wird, visuellen Vergleichen des NIR-Bandes mit dem NDVI zufolge, durch die Indexberechnung neutralisiert (Buchhorn et al., 2013).

Folglich geben die von den Talhängen zur Talsohle abnehmenden NDVI-Werte, wie sie in einer Vielzahl von Thermoerosionstälern wiederzufinden sind (vgl. Abb. 5.16), keinen Anlass für eine fehlerhafte Wiedergabe des NDVI aufgrund von Schatten bzw. Staunässe. Es ist vielmehr davon auszugehen, dass es sich hierbei um tiefe Thermoerosionstäler handelt, in das ein großes Schneevolumen durch Wind eingetragen wurde und dort bis in die Sommermonate, vor Sonneneinstrahlung geschützt, liegen blieb, sodass dort keine Vegetation wachsen konnte. Feldstudien zufolge bringen Täler, in denen das Wasser steht, weiterhin eine geringere Vegetationsdichte hervor (siehe Abb. 6.3 (unten)). Es handelt sich

dabei vorwiegend um Gräser, die dauernassen Boden angepasst sind (Wein, 1999). Zudem könnte auch eine erhöhte Thermoerosionsrate an der Sohle der Täler wegen des zunehmenden Hangwinkels Grund für die geringe Vegetation im Talinneren sein.

Parallel nebeneinander verlaufende Thermoerosionstaläste zeigen zum Teil extrem starke Differenzen des NDVI. Im Fall des besonders prominenten Beispiels in einer süd-westlichen Region Khardangs (vgl. Abb. 5.17) fällt auf, dass der westliche Talast dem Klassifikationsergebnis zufolge nahezu schneefrei ist. In der Talsohle liegt vielmehr gefrorenes Wasser vor. Bei dem betroffenen Talast handelt es sich somit möglicherweise um ein sommerliches Feuchtgebiet, in dem das Wasser steht und somit ein niedriger NDVI vorliegt (s.o.). Außerdem weisen die Schattenbereiche um das Tal auf ein vergleichsweise hohes Einzugsgebiet des Tals hin, sodass große Schmelzwassermengen über die Hänge zur Sohle transportiert werden können und sich dort sammeln. Im östlicheren Talast hingegen liegt der Schnee hauptsächlich an den Hängen der Täler, sodass der gesamte Talast im Sommer etwa gleichmäßig befeuchtet wird, wodurch auch die Talhänge bereits einen hohen NDVI aufweisen. Der NDVI ist hier aufgrund einer hohen, jedoch nicht übermäßigen Feuchtigkeit deutlich höher als im Nachbartalast.

Die vorwiegend südlich bis südwestlichen Regionen entlang der Täler Khardangs, die einen geringeren NDVI als den „Hintergrund-Wert“ aufweisen, lassen vermuten, dass es sich hierbei um Schattenbereiche handelt, in denen die Vegetationsbedeckung aufgrund eines Sonnenlichtmangels geringer ausfällt. Dies lässt sich durch einen Vergleich mit der RGB-Szene bestätigen.

Die niedrigen NDVI-Werte der Täler an der Südseite Sobos, die etwa in der Größenordnung des Background-Wertes liegen, könnten daher rühren, dass es sich hierbei um inaktive Thermoerosionstäler handelt. Darauf deuten ihre weichen, schattenlosen Konturen hin, die keine frischen Abbruchkanten durch Thermoerosion vermuten lassen.

### 6.4 Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und NDVI

Die Thermoerosionstäler der dritten Terrasse des Lena-Deltas weisen im Allgemeinen höhere NDVI-Werte auf als die umgebende Tundra (siehe Abb. 6.3 (oben)). Der daraus



**Abb. 6.3:** Abhängigkeit der Vegetationsvitalität von der Schneebedeckung; **oben:** höhere Vegetationsvitalität in Thermoerosionstälern als in der umgebenden Tundra; **unten:** Fehlende Vegetation in einem Thermoerosionstälabschnitt Sobos, in dem der Schnee lange liegen bleibt (Morgenstern, 2014).

hervorgehende höhere Vegetationsanteil lässt sich auf eine höhere Feuchtigkeit in den Tälern als auf der Geländeoberfläche zurückführen, da sich die Schneeschmelze aus dem Einzugsbiet um die Täler in denselben sammelt und dadurch ein größeres Wasservolumen fasst als der auftauende Boden außerhalb der Täler, in den das Schmelzwasser direkt versickert.

Thermoerosionstäler, die im Juni 2009 noch schneebedeckt waren, weisen weiterhin einen höheren NDVI auf als Täler, in denen der Schnee zu diesem Zeitpunkt bereits geschmolzen ist (vgl.

Kapitel 5.5.1). Dies könnte mit der kontinuierlichen Schmelzwasserspeisung im Frühjahr zusammenhängen,

wodurch die Täler feuchter sind und somit tendenziell mehr Vegetation aufweisen als Täler, in denen der Schnee schon früher getaut ist und das Schmelzwasser weiter im ebenfalls getauten Untergrund versickern konnte. Aus Feldstudien geht allerdings hervor, dass in Thermoerosionstälern, in denen der Schnee, vor allem in schattigen Bereichen, noch bis in die frühen Sommermonate liegen bleibt, kaum bis keine Vegetation vorliegt (vgl. Abb. 6.3 (unten)). Solche Täler lassen sich über ihren NDVI fernerkundlich identifizieren. So ist bei einem NDVI kleiner als -0,35 in Thermoerosionstälern der dritten Terrasse davon

auszugehen, dass sich der Schnee dort am längsten gehalten hat. Da sich der NDVI-Wertebereich der im Juni bereits schneefreien und noch schneebedeckten Täler oberhalb dieses Wertes, wenn auch in unterschiedlicher Häufigkeit, überschneidet, kann der Schneebedeckungszeitraum für einzelne Täler nicht sicher abgeleitet werden.

## **6.5 Interpretation der räumlichen Ausdehnung der Thermoerosionstäler von 1964 bzw. 1975 bis 2010/11**

Die längenmäßige Zunahme der Thermoerosionstäler des Eiskomplexes von 1975 bis 2010/2011 um 1,3 % ist im Vergleich zur geometrischen Variabilität von Thermokarstseen (vgl. z.B. Günther, 2009) als sehr geringfügig zu bewerten. Die geringen Thermoerosionsraten können Ausdruck einer insgesamt geringen thermoerosiven Aktivität innerhalb der Thermoerosionstäler des Eiskomplexes sein. Es ist allerdings auch möglich, dass sich die Thermoerosionsraten eher auf die Morphologie bzw. den Querschnitt der Täler auswirken, als in einer längenmäßigen Veränderung.

### **6.5.1 Einflussfaktoren auf die Längenzunahme der Thermoerosionstäler**

Die vier untersuchten Eiskomplexinseln zeigen unterschiedliche Raten der längenmäßigen Zunahme ihrer Thermoerosionstäler auf (vgl. Tab. 5.1). So konnte durch visuelle Beobachtungen (vgl. 5.4.2) festgestellt werden, dass die Thermoerosionstäler Sobos, in denen der Schnee mindestens bis Juni liegen bleibt, im Vergleich zu denen der anderen Eiskomplexinseln scharfkantiger sind und teilweise ein höheres Relief aufweisen bzw. tiefer einschneiden, was auf eine besonders hohe thermoerosive Aktivität hinweist. Dies kann mit der höchsten Thermoerosionsrate Sobos, im Vergleich zu den Nachbarinseln, direkt in Zusammenhang gebracht werden. Den variierenden Thermoerosionsraten der einzelnen Eiskomplexinseln zufolge muss es Einflussfaktoren geben, die regional stärker bzw. schwächer wirken und somit die Thermoerosion, deren Proxi die Längenzunahme der Täler ist, verstärken bzw. abschwächen. Diese Einflussfaktoren werden im Folgenden diskutiert.

Grundsätzlich ist bei einer steigenden Thermoerosionstaldichte mit einer sinkenden thermoerosiven Aktivität zu rechnen. Dies liegt darin begründet, dass sich ein Thermoerosionstalnetz, das sich aufgrund der Delta-Dynamik sowie unter Klimaverhältnissen, welche die Permafrostdegradation begünstigen, ausbildet, mit der Zeit „ausreift“ bzw. sich stabilisiert und sich somit nicht weiter ausdehnt und verzweigt<sup>25</sup> (Morgenstern, 2012). Eine Korrelation zwischen der Thermoerosionstaldichte und der Längenzunahme der Täler zwischen rund 21 und 51% (siehe Abb.5.7) gilt jedoch nicht als statistisch signifikant, sodass die oben erläuterte Hypothese nicht bestätigt werden konnte.

<sup>25</sup> Voraussetzung hierfür sind kurzzeitig konstante Verhältnisse der oben genannten Einflussfaktoren.

Dass ein Zusammenhang zwischen thermoerosiver Aktivität und Thermoerosionstaldichte nicht detektierbar ist, liegt möglicherweise in der hohen Delta-Dynamik begründet. So könnte diese regional die Stabilisierung eines Thermoerosionstalnetzes unterbinden, selbst wenn das Talnetz bereits stark ausgeprägt ist, während weniger dynamische Deltaregionen weniger stark ausgeprägte Thermoerosionstäler aufweisen, die sich aufgrund vergleichsweise stabilerer Verhältnisse weniger stark entwickeln.

Über kurze Zeiträume ist die Delta-Dynamik vor allem von sedimentären Umlagerungsprozessen geprägt, wodurch sich wasserführende Kanäle verlagern (Are & Reimnitz, 2000). Diese Umlagerungsprozesse können zum einen den Reliefgradienten verändern, wodurch im Fall einer Abflachung der Geländeoberfläche die Thermoerosion gehemmt wird, während ein steilerer Gradient eine höhere thermoerosive Aktivität zur Folge hat (siehe Morgenstern, 2012). Des Weiteren stabilisiert sich ein Thermoerosionstal dann, wenn ein Gleichgewicht zwischen Erosion und Sedimentation gegeben ist (Czudek & Demek, 1973). Demzufolge ist davon auszugehen, dass in Regionen, in denen eine starke sedimentäre Umlagerung herrscht, eine geringe Thermoerosionsrate vorliegt, während bei einer geringen Sedimentation eine höhere Thermoerosionsrate existiert.

Langfristig wirkt sich auf die Delta-Dynamik weiterhin die tektonische Aktivität im Lena-Delta aus, welche somit über lange Zeiträume hinweg die Thermoerosion beeinflusst. So gehört die Laptev-Region zur arktischen Riftzone, welche durch eine vertikale Block-Tektonik charakterisiert ist (Grigoriev et al., 1996). Zahlreiche Erdbeben während des letzten Jahrhunderts zeugen von rezenter seismischer Aktivität im Deltabereich, die auch aktuell in der Riftzone herrscht (Franke et al., 2000). Dies führt zu einer ständigen, wenn auch geringfügigen, Veränderung des hydrologischen Regimes (Schwamborn et al., 2002), welches wiederum die Aktivität der Thermoerosion beeinflusst. Verändert sich nämlich dieses hydrologische Regime, indem wasserführende Kanäle verlagert werden, so verschiebt sich damit auch die Wirkungslokalität der Thermoerosion (Alekseev & Drouchits, 2004).

Überdies wird das Delta durch eine seit dem frühen Holozän Nord-Süd verlaufende Störung in einen „aktiven“ Ostteil und einen „passiven“ Westteil geteilt (Are & Reimnitz, 2000; Grigoriev, 1993). Die damit verbundene Hebung des Westdeltas bzw. die Absenkung des Ostdeltas führte wiederum zu Veränderungen des hydrologischen Regimes zugunsten des seither stärker durchströmten Ostdeltas (Are & Reimnitz, 2000; Grigoriev, 1993). Die Wärmeabstrahlung der zahlreichen wasserführenden Kanäle im Ostdelta können demnach die Tauprozesse Sobos verstärken und größere Schmelzwasservolumina freisetzen, welche wiederum größere Sedimentmengen erodieren als im Westdelta. Dies würde die höchste längenmäßige Zunahme der Thermoerosionstäler auf Sobo erklären.

Tektonische Prozesse führten weiterhin zur Verkippung der Eiskomplexinseln, sodass auf diesen unterschiedlich hohe Hangneigungen vorliegen (Grigoriev, 1993).

Einen weiteren thermoerosionsfördernden Faktor stellt die Schneebedeckung dar. So taut die Schneeschmelze im Frühjahr den Untergrund an und wäscht die Täler aus (vgl. Czudek & Demek, 1970). Aus Kapitel 5.3 geht weiterhin hervor, dass Thermoerosionstäler, in denen der Schnee im Frühjahr länger liegen bleibt<sup>26</sup>, eine deutlich höhere Thermoerosionsrate aufweisen als solche, in denen der Schnee schon früher taut. Dies könnte damit zusammenhängen, dass der Untergrund im Juni bereits taut, sodass das Sediment durch die kontinuierlich tauende Schneeschmelze im fortgeschrittenen Jahr effektiver erodiert wird als im Frühjahr, wenn der Untergrund noch vollständig gefroren ist. Außerdem ist in den tiefeinschneidenden nordwest-südöstlich orientierten Tälern Sobos eine überdurchschnittlich hohe Schneemenge zu erwarten, da der Schnee dort durch die Winterwinde eingefangen wird<sup>27</sup>. Je größer die Schneemasse in einem Thermoerosionstal ist, desto mehr erosive Schneeschmelze entsteht im Frühjahr während des Tauprozesses. Dies würde erklären, warum auf Sobo die höchste Thermoerosionsrate vorliegt. Auf Khardang hingegen ist der Schnee relativ gleichmäßig in den Tälern verteilt. Die Schneemassen konzentrieren sich somit nicht lokal in tieferen Tälern, sodass die Thermoerosionsrate trotz höchster Schneebedeckung im Vergleich zu den anderen Eiskomplexinseln auf Khardang etwas geringer ausfällt als auf Sobo. Die geringsten längenmäßigen Ausdehnungen der Täler Kurungnakhs und Dzhangylakhs lassen sich möglicherweise damit begründen, dass auf diesen Eiskomplexinseln im Vergleich zu Khardang und Sobo am wenigsten Schnee liegt. Die Tauprozesse setzen dort aufgrund der Wärmeabstrahlung der Lena schon deutlich früher, zu einem Zeitpunkt, indem die Thermoerosion aufgrund der niedrigen Bodentemperaturen noch nicht sehr effektiv ist, ein (vgl. Grigoriev, 1996; Weise, 1983).

Ein weiterer Einflussfaktor stellt die Vegetationsbedeckung dar. Diese stabilisiert den Untergrund durch ihr Wurzelwerk und hemmt somit die Thermoerosion. In Tälern, in denen der Schnee lange liegen bleibt, kann aufgrund fehlender Vegetationsbedeckung im Sommer verstärkt Thermoerosion stattfinden (vgl. Kapitel 6.2).

---

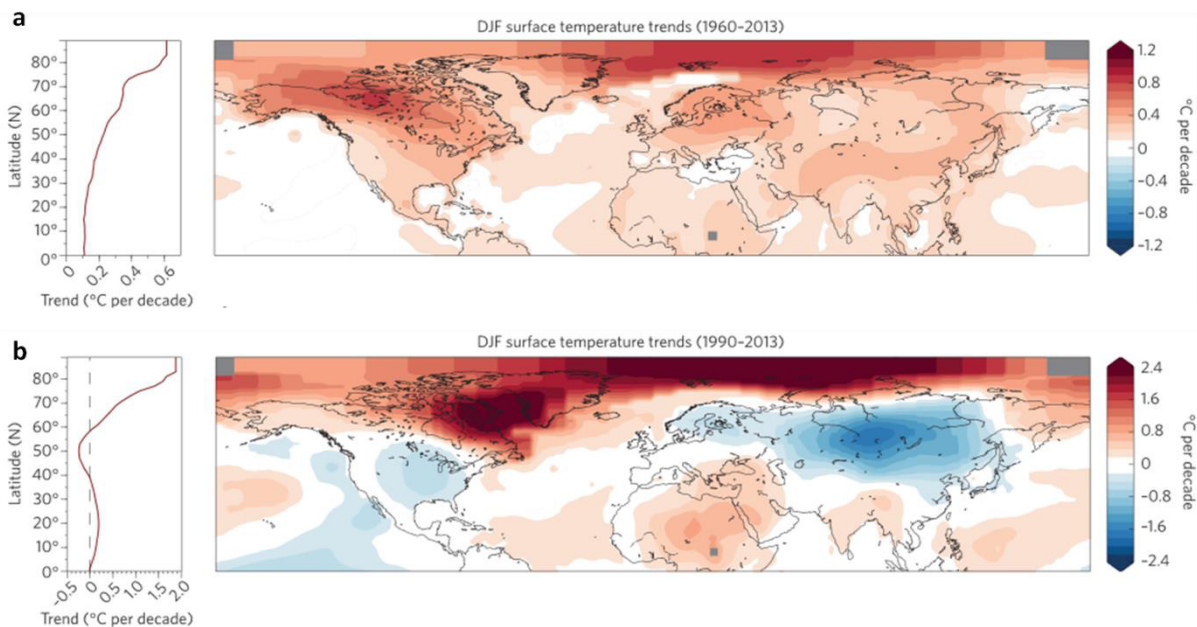
<sup>26</sup> Die Faktoren, welche ein verlängertes Liegenbleiben bzw. frühere Tauprozesse begünstigen werden im Kapitel 6.3 diskutiert.

<sup>27</sup> Ausführliche Diskussion zum Phänomen der orientierten schneebedeckten Thermoerosionstäler siehe Kapitel 6.3.



### 6.5.2 Interpretation der unterschiedlichen Längenzunahmen der Thermoerosionstäler in den beiden Betrachtungszeiträumen

Aus der hochaufgelösten Fallstudie Kurungnakhs geht hervor, dass im Zeitraum zwischen 1965 bis 1975 eine mehr als dreimal so hohe Thermoerosionsrate vorlag wie zwischen den Jahren 1975 und 2010. Eine Studie von Cohen et al., 2014, ergab, dass die Klimaerwärmung zwischen 1960 und 2013 insgesamt einen linear ansteigenden Trend aufwies, wobei zwischen 1990 und 2013 in Sibirien jedoch eine gegenläufige Tendenz zu beobachten war. In Sibirien nahm die Temperatur demnach seit dem Jahr 1990 wieder ab, während sie in allen anderen Regionen der Arktis weiter anstieg (siehe Abb. 6.4). Im Bereich des Lena-Deltas lag im Zeitraum zwischen 1960 und 2013 eine mittlere Temperaturzunahme von 0,3 °C pro Jahrzehnt vor, während die Temperatur zwischen 1990 und 2013 um 0,4 °C pro Jahrzehnt sank.



**Abb. 6.4:** Wintertemperaturtrends seit 1960 und über die jüngste Periode von 1990 an (Cohen et al., 2014). **Rechts:** linearer Trend (°C pro 10 Jahren) im Dezember-Februar (DJF); mittlere Lufttemperaturen **a)** von 1960-1961 bis 2013-2014 und **b)** 1990-1991 bis 2013-2014. Graue Punkte zeigen Bereiche mit unzureichender Datengrundlage zur Berechnung der Trends an. **Links:** Regionsspezifischer gemittelter linearer Trend (°C pro 10 Jahre). Die Daten wurden der *National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies temperature analysis* (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp>) entnommen.

Diese Entwicklung könnte somit im eisreichen Permafrost Sibiriens zur Reduzierung von Thermoerosionsprozessen ab den 90er Jahren geführt haben, was die verminderte Längenzunahme der Thermoerosionstäler im Betrachtungszeitraum von 1975 bis 2010 im Vergleich zum Betrachtungszeitraum zwischen 1964 und 1975 erklären würde.

## **6.6 Hypothesen zum zukünftigen Entwicklungstrend der Thermoerosionstäler**

Klimamodelle deuten darauf hin, dass langfristig mit steigenden Temperaturen im arktischen Raum zu rechnen ist (vgl. z.B. AMAP, 2011). Die damit verbundene zunehmende Permafrostdegradation wird somit auch künftig die thermoerosive Aktivität erhöhen (Romanovskii et al., 2004). Dieser allgemeine Trend könnte dadurch verstärkt werden, dass durch die steigenden Temperaturen die Tauprozesse des Schnees sowie der oberflächennahen Auftauzone („*active layer*“) deutlich früher einsetzen, wodurch über einen vergleichsweise kurzen Zeitraum ein höheres Schmelzwasservolumen freigesetzt wird, das den bereits tauenden Boden mit einer höheren Effektivität erodieren wird.

Durch das sukzessiv tauende Grundeis sowie den raschen Schneetauprozess ist weiterhin von einer „Reaktivierung“ bereits stabiler Thermoerosionstäler auszugehen. Durch eine Zunahme der Bodenfeuchtigkeit aufgrund von Schmelzwässern des Grundeises und des Schnees kann nämlich eine höhere Sedimentfracht erodiert, aus dem Tal herausgewaschen und in Flusszweige des Deltas transportiert werden. Das ehemalige Äquilibrium zwischen Erosion und Sedimentation, welches zur Stabilisierung des Tals führte, könnte somit künftig aufgehoben werden. Auf einen derartigen Trend weist bereits der fehlende Zusammenhang zwischen der Thermoerosionstaldichte und der Längenzunahme der Täler hin (siehe Kap. 5.1.1).

Die Studie von Cohen (2014) zeigt allerdings, dass innerhalb des übergeordneten Trends der Klimaerwärmung kurzperiodische Kältephasen auftreten. Diese können auch in Zukunft für eine kurzzeitige Abnahme der Thermoerosion sorgen, da die Permafrostdegradation gebremst wird.

## 7. Schlussfolgerung

Im Ergebnis der vorliegenden Arbeit konnte ein erstmaliger Überblick über die raum-zeitliche Entwicklung von Thermoerosionstälern am Beispiel des Eiskomplexes der dritten Terrasse des Lena-Deltas in Nordost-Sibirien gegeben werden. Überdies wurde ein signifikanter Einfluss saisonaler Parameter, nämlich der Schneebedeckung sowie der Bodenfeuchtigkeit auf die thermoerosive Aktivität, festgestellt.

Für die Erstellung einer Analysegrundlage der Thermoerosionsrate, der Schneebedeckung sowie des NDVI erwies sich die Kombination aus Fernerkundungs- und GIS-Technologien unbeschadet ihrer Limitationen als sehr gut geeignet. Sie ermöglicht aufgrund weitgehend automatisierter Abläufe eine effiziente und konsistente Bearbeitung des Untersuchungsgebietes. Damit sind die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse sowie die Möglichkeit verschiedener Folgeuntersuchungen gegeben.

Regional wurden variierende Längenzunahmen der Thermoerosionstäler aufgrund der unterschiedlichen „Reife“ der Täler detektiert, welche langfristig durch tektonische Prozesse und kurzfristig durch sedimentäre Ablagerungsprozesse sowie saisonale Einflussfaktoren, wie Schneebedeckung und sommerliche Bodenfeuchtigkeit, beeinflusst ist. Zeitlich variierende Thermoerosionsraten können weiterhin mit wechselnden Klimaverhältnissen (Kalt- bzw. Warmphasen) korreliert werden.

Die im Vergleich zur deutlich höheren geometrischen Variabilität der Thermokarstseen geringen Längenveränderungen der Thermoerosionstäler auf dem Eiskomplex der dritten Terrasse, welche im Zuge der Permafrostdegradation zu beobachten sind, liegt möglicherweise darin begründet, dass sich die Thermoerosion weniger in einer Längenzunahme der Täler äußert, als in deren morphologischen Variabilität. Es ist demnach davon auszugehen, dass die Thermoerosion vielmehr zur Verbreiterung bzw. zum tieferen Einschneiden der Täler in den Eiskomplex führt.

Der Einfluss der Schneebedeckung auf die Thermoerosion konnte im Rahmen dieser Arbeit mittels statistischer Methoden bestätigt werden. So ist in Regionen, in denen der Schnee am längsten (mindestens bis Juni) liegen bleibt, die Thermoerosionsrate am höchsten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Untergrund im Frühsommer bereits taut, sodass das Sediment durch die kontinuierliche Schneeschmelze im fortgeschrittenen Jahr effektiver erodiert wird, als im Frühjahr, wenn der Untergrund noch vollständig gefroren ist.

Über den NDVI bzw. konkret über die Vitalität der Vegetation im Sommer, lässt sich die Dauer der Schneebedeckung ableiten. Über den NDVI können somit Aussagen über die thermoerosive Aktivität getroffen werden.

In Zukunft wird mit einer erhöhten Thermoerosionsrate aufgrund der zunehmenden Permafrostdegradation und Schneetauprozesse zu rechnen sein, da ein erhöhtes Schmelzwasservolumen in kürzerer Zeit ein größeres Sedimentvolumen abtragen könnte. Außerdem ist mit einer Reaktivierung bereits stabiler Thermoerosionstäler zu rechnen.

## 8. Ausblick

Die vorliegende Arbeit gibt einen Überblick über die morphometrischen Eigenschaften von aktiven bzw. inaktiven Thermoerosionstälern sowie über die endogenen bzw. exogenen Faktoren der Thermoerosion und ihren Einfluss auf die räumliche Ausdehnung und die Morphologie der Täler von Eiskomplexinseln der dritten Terrasse des Lena-Deltas. Die Aussagekraft der Ergebnisse könnte durch eine Verbesserung der digitalen Datengrundlage und ergänzende Felduntersuchungen erhöht werden. Interessant wäre beispielsweise zu prüfen, wie hoch der Sedimentfrachtanteil im Wasser der Täler ist. Dieser könnte Informationen über Thermoerosionsraten geben.

Weiterhin würde ein hochauflösendes digitales Geländemodell einen Vergleich der Tiefe der Thermoerosionstäler ermöglichen, was möglicherweise einen weiteren Klärungsansatz für die regionalen Unterschiede der Schneebedeckung in den Frühjahrsmonaten geben könnte, da sich in tieferen Tälern mehr Schnee fangen sollte und dieser durch eine stärkere Isolation solcher Täler langsamer tauen dürfte.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die thermoerosive Aktivität lediglich über die räumliche Ausdehnung der Thermoerosionstäler quantifiziert und bewertet, nicht aber in der geometrischen Veränderung des Talquerschnittes. Über eine *3D-Change Detection* mittels hochauflösendem digitalen Geländemodell könnte die Hypothese überprüft werden, dass die Thermoerosion sich nicht ausschließlich auf die Länge der Täler, sondern auch auf deren Breite und Tiefe auswirkt.

Um Auskunft über die Mächtigkeit der Schneedecke zu erhalten, könnte auf der Grundlage von Satellitendaten, die einen MIR-Kanal aufweisen, der *Normalized Difference Snow Index (NDSI)* berechnet werden. Hierfür wird der Rotkanal in Beziehung mit dem mittleren Infrarot-Kanal gesetzt. Die Schneemächtigkeit könnte so eventuell in Relation mit der Thermoerosionstaltiefe gesetzt werden.

## 9. Literatur

Ahlberg, C., Shneiderman, B. (1994): Visual Information Seeking: Tight Coupling of Dynamic Query Filters with Starfield Displays. Proceedings CHI'94, 313-317, pp. 479-480.

Alabyan, A. M., Chalov, R. S., Korotaev, V. N., Sidorchuk, A. Yu., Zaitsev, A. A. (1995): Natural and Technogenic Water and Sediment Supply to the Laptev Sea; In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W., Priamikov, S. M. (Eds.); Russian-German Cooperation - Laptev Sea System; Reports on Polar Research 176; pp. 265-271.

Alekseev, M.N. & Drouchits, V.A. (2004): Quaternary fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of the Lena River system, northeastern Siberia. Proceedings of the Geologist's Association 115. pp. 339–346.

Albertz, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung, Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern, 2nd Ed.; Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt; 249 p.

Aleksandrova, V. D. (1977): Geobotanische Gliederung der Arktis und Antarktis. Komarov-Vorträge XXIX, Nauka. Leningrad.

Aleksandrova, V. D. (1980): The Arctic and Antarctic. Their division into geobotanical areas. (D. Löve, Übers.) Cambridge University Press.

AMAP (2011): Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA). Oslo: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).

Are, F. & Reimnitz, E. (2000): An overview of the Lena Delta setting: Geology, Tectonics, Geomorphology and Hydrology. Journal of Coastal Research 16. pp. 1083-1093.

Bauer, M. (1994): Vermessung und Ortung mit Satelliten - NAVSTAR-GPS und andere satellitengestützte Navigationssysteme. 3. Auflage, Heidelberg, Herbert Wichmann Verlag GmbH.

Bliss, L.S. (1960): Adaption of arctic and alpine plants to environmental conditions. Journal of the Arctic Institute of North America 15.

Blümel, W. D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. Stuttgart - Leipzig: B. G. Teubner.

Bollmann, J. und Koch, W.G. (Hrsg.). (2002a): Lexikon der Kartographie und Geomatik, Band 2 Karto bis Z. Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg Berlin. p. 23, 25, 29, 38 und 44.

- Borg, E., Daedelow, H., Johnson, R. (2012): RapidEye Science Archive (RESA)- Vom Algorithmus zum Produkt. RESA Workshop, 2. GITO mbH Verlag, Berlin.
- Bortz, J. (2005): Statistik: Für Human- und Sozialwissenschaftler. Springer, Berlin.
- Bortz, J., Döring, N. (2006): Forschungsmethoden und Evaluation für Human- und Sozialwissenschaftler. 4. Auflage. Springer. p. 103.
- Brosius, F. (2011): SPSS 19 (1. Auflage ed.) Verlagsgruppe Hüthig-Jehle-Rehm.
- Brown, M., Pinzon, J., Tucker, C. (2004): New vegetation index data set available to monitor global change EOS, Trans. AGU, 85 (52), pp. 565–569.
- Bryant, E.S., Pangburn, T., Bolus, R. L., Pedrick, G. A., Peacock, G., Tracy, B. G., Evelyn, J. B. (1999): Painted Rock Reservoir - 1993 Water Surface Area and Storage Capacity Estimate Derives from Landsat Data Classification; US Army Corps of Engineers, Special Report 99-6; 52 p.
- Buchhorn, M.; Walker, D.A.; Heim, B.; Reynolds, M.K.; Epstein, H.E.; Schwieder, M. (2013): Ground-based hyperspectral characterization of Alaska tundra vegetation along environmental gradients. Remote Sens. 2013, 5, pp. 3971–4005.
- Buchroithner, M.F. 1989. Fernerkundungskartographie mit Satellitenaufnahmen, Band 2. Franz Deuticke, Wien. pp. 38.
- CAVM Team. (2003): Circumpolar Arctic Vegetation Map. Scale 1:7,500,000. Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1. Anchorage, Alaska: U.S. Fish and Wildlife Service.
- Chernov, Y. I., & Matveyeva, N. V. (1997): Arctic ecosystem in Russia. In F. E. Wielgolski, Ecosystems of the world 3: Polar and Alpine Tundra. Amsterdam: Elsevier Science B. V.. pp. 361-507.
- Chester, R. J. (1985): A history of Hexagon program. National Reconnaissance Office; Chantilly, VA.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., Jones, J. (2014): Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather Nat. Geosci. 7, pp. 627–637.
- Czudek, T. & Demek, J. (1970): Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. Quaternary Research 1. pp. 103-120.

- Czudek, T. & Demek, J. (1973): Die Reliefentwicklung während der Dauerfrostbodendegradation (The relief development during the degradation of permafrost). Rozprawy Československé Akademie věd, Řada matematických a přírodních věd 83 (2), Akademie nakladatelství Československé Akademie věd, Praha, 68 p.
- D'Agostino, R. B. & Stephens, M. A. (1986): Goodness-of-Fit Techniques. Reference: Marcel Dekker, New York.
- Davis, J.L. (1969): Landforms of Cold Climate; An Introduction to Systematic Geomorphology 3; M. I. T. Press, Cambridge, Massachusetts; p. 200.
- Dashora, A., Lohani, B., Malik, J.N. (2007): A repository of earth resource information-CORONA satellite programme. Department of Civil Engineering, Indian Institute of Technology, Kanpur 208 016, India.
- Dozier J. (1989): Spectral Signature of Alpine Snow Cover from Landsat Thematic Mapper. Rem.Sens.Env. 28:9-22.
- Fortier, D., Allard, M., and Shur, Y. (2007): Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot island, Canadian Arctic Archipelago, Permafrost and Periglacial Processes, 18(3), pp. 229-243.
- Fortier D., Godin E., Perreault N., Levesque E. (2010): Periglacial Landscape Stabilization Following Rapid Permafrost Degradation by Thermo-erosion, Bylot Island, Nunavut, Canadian Arctic Archipelago, Abstract C31A-0497 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.
- Franke, D., Hinz, K., Block, M., Drachev, S. S., Neben, S., Kos'ko, M. K., Reichert, C., Roeser, H. A. (2000): Tectonics of the Laptev Sea region in Northeastern Siberia. Polarforschung 68, pp. 51-58.
- Franke, D., Hinz, K., Oncken, O. (2001): The Laptev Sea Rift, Marine Petrol. Geol., vol. 18, no. 10, pp. 1083–1127.
- French, H.M. (1974): Active Thermokarst Processes, Eastern Banks Island, Western Canadian Arctic. Canadian Journal of Earth Sciences 11(6), pp. 785–794.
- French, H.M. (2007): The periglacial environment. 3<sup>rd</sup> edition, Longman, Harlow 478 p.
- Frey, W. & Lössch, R. (2004): Lehrbuch der Geobotanik Pflanze und Vegetation in Raum und Zeit. München.



- Frolov, I.E., Gudovich, Z.M., Radionov, V.F., Shirochkov, A.V. und Timokhov, L.A. (2005): The Arctic Basin - Results from the Russian Drifting Stations; Springer, Berlin, 1 p.
- Galabala, R. O. (1987): New data on the Lena Delta structure; In: Quaternary Period of Northeast Asia; SVKNII DVO AN SSSR, Magadan; pp. 152-172.
- Grigoriev, M. N. (1993): Cryomorphogenesis in the Lena Delta. Yakutsk.
- Grigoriev, M. N., Imaev, V. S., Imaeva, L. P., Kozmin, B. M., Kunitskiy, V. V., Lationov, A. G., Mikulenko, K. I., Skryabin, R. M., Timirshin, K. V. (1996): Geology, Seismicity and Cryogenic Processes in the Arctic Areas of Western Yakutia; Yakut Scientific Centre SD RAS, Yakusk; 84 p.
- Grosse, G., Schirrmeyer, L., Kunitsky, V. V., Hubberten, H.-W. (2005): The use of CORONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: An illustration from the NE Siberian coast. *Permafrost and Periglacial Processes* 16, 163-172, doi: a 10.1002/ppp.509.
- Grosse, G., Harden, J., Turetsky, M., McGuire, A. D., Camill, P., Tarnocai, C., Frolking, S., Schuur, E. A. G., Jorgenson, T., Marchenko, S., Romanovsky, V., Wickland, K. P., French, N., Waldrop, M., Bourgeau-Chavez, L., Striegl, R. G. (2011): Vulnerability of high latitude soil carbon in North America to disturbance. *Journal of Geophysical Research* 116, G00K06, doi:10.1029/2010JG001507.
- Gruen, A., Kocaman, S. (2008): Optical Sensors High Resolution: Geometry Validation Methodology. ETA Zürich, Institute of Geodesy and Photogrammetry. Schweiz.
- Gukov, A. Yu. (2001): Hydrobiology of the Lena Mouth Area; Scientific World, Moscow; 288 p.
- Günther, F. (2009): Investigations of thermokarst evolution in the southern Lena Delta using multitemporal remote sensing and field data; nicht publizierte Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, Dresden, Deutschland, p. 96.
- Günther, F., Overduin, P. P., Sandakov, A. V., Grosse, G. and Grigoriev, M. N. (2013): Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region, *Biogeosciences*, 10 , pp. 4297-4318.
- Hall, D., Martinec, J. (1985): Remote Sensing of Ice and Snow. Chapman and Hall, London/New York.
- Hall, D. K., Branch, H. S., Riggs, G.A., Salomonson, V. V., Member, T., Directorate, E. S. (2001): Algorithm Theroretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and Sea Ice-Mapping Algorithms. Technical Report September.

- Hansen, J. & Nazarenko, L. (2004): Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 101, 413-428, doi:10.1073/pnas.2237157100.
- Helbig, A. (1991): Kryosphäre als Komponente des Klimasystems. In: Hupfer, P. (Hrsg.): *Das Klimasystem der Erde*, Akademie Verlag GmbH, Berlin, pp. 117-130.
- Hinkel, K. M., Eisener, W. R., Bockheim, J. G., Nelson, F. E. Peterson, K. M., Dai, X. (2003): Spatial Extend, Age and Carbon Stocks in Drained Thaw Lake Basins on the Barrow Peninsula, Alaska; *Arctic, Anarctic andAlpine Research* 35, 3; pp. 291-300.
- Hinzman, L. D., Bettez N. D., Bolton, W. R., Chapin, F. S., Dyurgerov, M. B., Fastie, C. L., Griffith, B., Hollister, R. D., Hope, A., Huntington, H. P., Jensen, A. M., Jia, G. J., Jorgenson, T., Kane, D. L., Klein, D. R., Kofinas, G., Lynch, A. H., Lloyd, A. H., McGuire, A. D., Nelson, F. E., Oechel, W.C., Osterkamp, T. E., Racine, C. H., Romanovsky, V. E., Stone, R. S., Stow, D. A., Sturm, M., Tweedie, C. E., Vourlitis, G. L., Walker, M. D., Walker, D. A., Webber, P. J., Welker, J. M., Winker, K. S., Yoshikawa K. (2005): Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change*, 72 (3), pp. 251–298.
- Huemmrich, K. F. (1996): Effects of Shadows on Vegetation Indices, *International Geoscience and Remote Sensing Symposium 96, Lincoln, Band IV, IEEE*, pp. 2372–2374.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M. T., Stephani, E., (2011): Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure. *Quaternary Research* 75, 584-596, doi: 10.1016/j.yqres.2010.12.003.
- Kaplina, T. N., Kostalyndina, N. K., Leibman, M. O. (1986): Relief analysis of the Kolyma lowlands for cryolithological mapping. Formation of frozen ground and prognosis of cryogenic processes, Nauka, Moscow, pp. 51-60.
- Kaplina, T. N. (2009): Alas complex of Northern Yakutia, *Kriosfera Zemli (Earth Cryosphere)* 13, pp. 3-17.
- Kappas, M. (1994): *Fernerkundung nah gebracht, Leitfaden für Geowissenschaftler*. Dümmler Verlag, Bonn.
- Kaufman, Y. (1984): Atmospheric effect on spatial resolution of surface imagery, *Appl. Opt.*, 23, pp. 4164-4172.
- Khvorostyanov, D. V., Ciais, P., Krinner, G., Zimov, S. A., (2008): Vulnerability of east Siberia's frozen carbon stores to future warming. *Geophysical Research Letters* 35, L10703, doi: 10.1029/2008GL033639.

König, C. (1995): Eisfernerkundung mit "NOAA-Advanced Very High Resolution Radiometer" (AVHRR) und "Synthetic Aperture Radar" (SAR). In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement 4, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg.

Konishchev, V.N. und Rogov, V.V. (1993): Investigations of Cryogenic Weathering in Europe and Northern Asia. Permafrost and Periglacial Processes 4, pp. 49–64.

Kozmin, B. M. (1984): The seismicity Yakutia and earthquake focal mechanism. Moskau. Nauka.

Kronberg, P. (1985): Fernerkundung der Erde: Grundlagen und Methoden des Remote Sensing in der Geologie; Enke, Stuttgart; pp. 72-73.

Kunitsky, V., Schirrmeyer, L., Grosse, G., Kienast, F. (2002): Snow patches in nival landscapes and their role for the Ice Complex formation in the Laptev Sea coastal lowlands, Polarforschung, 70, pp. 53-67.

Kutzbach, L., Kurchatova, A. (2002): Methane-related Investigations of Soil and Waters in the Sanga-Dzhie Region; In: Pfeiffer, E.M., Grigoriev, M.N. (Eds.); Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV-SEA 2000 - The Expedition Lena 2001; Reports on Polar and Marine Research 426; pp. 76-87.

Lachenbruch, A.H. (1963): Contraction theory of ice-wedge polygons: A qualitative discussion, in Permafrost international conference, edited, National Academy of Sciences-National Research Council, Lafayette.

Lachenbruch, A. H. (1966): Contraction theory of ice-wedge polygons: A quantitative discussion. Proceedings of Permafrost International Conference, NAS-NRC, Washington, Publication 1287, pp. 63-70.

Lambin, E. F., Ehrlich, D. (1996): The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. Int J Remote Sens, 17:463-487.

Le Moigne, J., Cole-Rhodes, A. A., Eastman, R. D., Netanyahu, N. S., Stone, H. S., Zavorin, I., and Morissette, J. T. (2011): Multitemporal and multisensor image registration, in: Image Registration for Remote Sensing, edited by: Le Moigne, J., Netanyahu, N. S., and Eastman, R. D., Cambridge University press, chap. 14, pp. 293–338.

Lillesand, T. M., Kiefer, R. W. (2000): Remote Sensing and Image Interpretation, 4th Ed; John Wiley & Sons, Inc., New York; 724 p.

- Litz, H. P. (2003): Statistische Methoden in den Wirtschafts- und Sozialwissenschaften, 3. Auflage, Oldenbourg Verlag, München.
- Mackay, J.R. (1972), The world of underground ice, *Annals of the Association of American Geographers*, 62(1), pp. 1-22.
- Mackay, J.R. (1990), Some observation on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and antigenetic ice wedges, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(1); pp.15-29.
- McDonald, R.A. 1997. CORONA: Success for Space Reconnaissance, A Look into the Cold War, and a Revolution for Intelligence. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 63, 689–720; pp. 37, 38.
- Meusel, H. & Jäger, E. (1992): Vergleichende Chronologie der zentraleuropäischen Flora. Band III; Text und Kartenband. Stuttgart.
- Morgenstern, A. (2005): GIS-basierte Analyse der Morphometrie und räumlichen Verteilung von Seen im Lena-Delta, NO-Sibirien; Diplomarbeit; Universität Potsdam.
- Morgenstern, A. (2012): Thermokarst and thermal erosion: Degradation of Siberian ice-rich permafrost; PhD thesis, Universität Potsdam.
- Mostakhov, S. E. (1973): Lake Appearance in the Cryolithozone of the USSR; Second International Conference on Permafrost 5; Academy of Sciences USSR, Yaktsk; pp. 118-120.
- Mueller, K. (1997): Oberflächenstrukturen und Eigenschaften von Permafrostböden im nordsibirischen Lena-Delta; *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 160; pp. 497-503.
- Müller-Lupp, W. (2002): Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen Permafrost Untersuchungsmethoden und ökologische Bedeutung. *Reports on Polar and Marine Research*, Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research, Bremerhaven; p. 415.
- Pavlova, E. Y., Dorozhkina, M. V. (2000): Geological-geomorphical studies in the western and central sectors of the Lena River Delta. IN: Rachold, V. & Grigoriev, M.N. (ed.) *Expeditions in Siberia in 2000. Reports on Polar Research* 354; pp. 75-90.
- Pavlova, E. Y., Dorozhkina, M. V. (2001): History of the relief formation of the western Lena-Delta Sector in the late Pleistocene-Holocene. In: Rachold, V. (Ed.): *Russian-German Cooperation System Laptev Sea 2000: The Expedition Lena 1999, Reports on Polar Research* 354, pp. 65-78.

- Popov, A.I., Rozenbaum, G.E. und Tumel, N.V. (1985): Kriolitologija (Kryo-lithologie). Verlag der Moskauer Universität, Moskau.
- Rasch, B., Friese, M., Hofmann, W. J., Naumann, E. (2010): Quantitative Methoden 1: Einführung in die Statistik für Psychologen und Sozialwissenschaftler. Springer, Berlin.
- Richter, R. (1996): A spatially adaptive fast atmospheric correction algorithm. In: International Journal of Remote Sensing, Vol.17, No.6, pp. 1201-1214.
- Riepl, W. (2013): Welcher statistische Test passt zu meiner Fragestellung und meinen Daten?. Methodenberatung Universität Zürich: <http://statistik-dresden.de/archives/6026> (Stand: 12.12.2014).
- Romanovskii, N. N., Hubberten, H.-W., Gavrilov, A. V., Tumskoy, V. E., Tipenko, G. S., Grigoriev, M. N., Siegert, C. (2000): Thermokarst and land-ocean interactions, Laptev Sea Region, Russia. Permafrost and Periglacial Processes 11, pp. 137-152.
- Romanovskii, N. N., Hubberten, H.-W., Gavrilov, A. V., Tumskoy, E. E. Kholodov, A. L. (2004): Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands. Quaternary Science Review 23. pp. 1359-1369.
- Romanovskiy, N. N. (1980): The Cold of the Earth - Compendium for the Learner; Education, Moscow; 191 p.
- Romanovsky, V.E., Gruber, S., Instanes, A., Jin, H., Marchenko, S. S., Smith, S. L., Trombotto, D., Walter, K. M. (2007): Frozen groundchapter 7. In Global Outlook for Ice and Snow. Earthprint, United Nations Environment Programme/GRID: Arendal, Norway; pp. 181-200.
- Roshydromet (2009): Russian Federal Service For Hydrometeorology and Environmental Monitoring. Von Weather Information for Tiksi. Datum der Einsicht: 09.10.2014. <http://www.worldweather.org/107/c01040.htm>
- Sabins, F.F. (1997): Remote Sensing. Principles and Interpretation. New York.
- Schiller, K. (2005): Atmosphärenkorrektur über schwebstoffreichen Küstengewässern für MERIS. Dissertation, Universität Hamburg.
- Schirrmeister, L., Siegert, C., Kunitsky, V., Sher, A. (1999): Paleoclimate Signals of Ice-rich Permafrost. In: Rachold, V., Grigoriev, M. N. (Eds.): Russian-German Cooperation System Laptev Sea 2000: the Lena Delta 1998 Expedition, Reports on Polar Research 315 (1999), pp. 145-152.

- Schirrmeister, L., Kunitsky, V., Grosse, G., Kuznetsova, T. (2001): Late Quaternary and recent environmental situation around the Olenyok Channel (western Lena Delta) and on Bykovsky Peninsula. In: Rachold, V., Grigoriev, M. N. (Eds.): Russian-German Cooperation System Laptev Sea 2000: The Expedition Lena 2000, Reports on Polar Research 388 (2001), pp. 85-135.
- Schirrmeister, L., Kunitsky, V. V., Grosse, G., Schwamborn, G., Andreev, A. A., Meyer, H., Kuznetsova, T., Bobrov, A., Oezen, D. (2003): Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia) - a multidisciplinary approach. *Polar Geography* 27, pp. 277-319.
- Schirrmeister, L., Grosse, G., Kunitsky, V., Meyer, H., Derevyagin, A., Kuznetsova, T. (2003a): Permafrost, periglacial and paleo-environmental studies on New Siberian Islands. *Reports on Polar Research*, 466 (2003), pp. 195-314.
- Schneider, J. (2005): Bilanzierung von Methanemissionen in Trundragebieten am Beispiel des Lena-Deltas, Nordsibirien, auf der Basis von Fernerkundungsdaten und Geländeuntersuchungen; Diplomarbeit, TU Dresden; p. 115.
- Schwamborn, G., Rachold, V. & Grigoriev, M. N. (2002): Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta. *Quaternary International* 89. pp. 119-134.
- Schwamborn, G., Andreev, A. A., Rachold, V., Hubberten, H-W., Grigoriev, M. N., Tumskey, V., Pavalova, E. Yu., Dorozhkina, M. V. (2002 a): Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena Delta, during Late Pleistocene and Holocene Time; *Polarforschung* 70; pp. 69-82.
- Schwamborn, G. J. (2004): Late Quaternary Sedimentation History of the Lena Delta; *Reports on Polar and Marine Research* 471; 102 p.
- Schultz, J. (1995): *The Ecozones of the World*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 431.
- Schuur, E., Vogel, J., Crummer, K., Lee, H., Sickman, J., and Ostercamp, T. (2009): The effect of permafrost thaw on old carbon exchange from tundra. *Nature* 459,556-559, doi: 10.1038/nature 08031.
- Seo, D. C., Yang, J. Y., Lee, D. H., Song J. H., Lim, H. S. (2008): Kompsat-2 direct sensor modeling and geometric calibration/validation. KARI, Satellite Information Research Institute, 115 Gwahangno, Yuseong-Gu, Daejeon, South Korea.

- Sher, A.V. (1997): A brief overview of the late Cenozoic history of the western Beringian lowlands. M.E. Edwards, A.V. Sher, R.D. Guthrie (Eds.), *Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia. Proceedings of a joint Russian-American Workshop. Fairbanks, Alaska June 1991*, Alaska Quaternary Center (1997), pp. 3-7.
- Solov'ev, P.A. (1959): *The Cryolithogenic Deposits of the Laptev Sea Coastal Plain: Lithology and Micromorphology*. Tyumen: Publishing and Printing Centre "Express", pp. 119.
- Steffen, K. (1987): Bidirectional reflectance of snow at 500-600 nm. *Proceedings of the Vancouver Symposium, Vancouver, BC, Canada*, pp. 415-425.
- Suslov, S. P. (1961): *Physical Geography of Asiatic Russia*; W. H. Freeman and Company, San Francisco, London; 594 p.
- Toutin, T. & Cheng, P., (2002): Comparison of Automated Digital Elevation Model Extraction Results using Along track ASTER and Across-track SPOT images, *SPIE Journal, Optical Engineering*, Vol. 41, No. 9, pp. 2102-2106.
- Toutin, T. (2003): Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. *International Journal of Remote Sensing*, p. 24.
- Troll, C., Pfaffen, K (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde, in: *Erdkunde - Archiv für wissenschaftliche Geographie*, edited by: Troll, C., Hahn, H., Kuls, W., and Lauer, W., Ferd. Dümmlers Verlag; Vol. XVIII, pp. 5- 28
- Tucker, C. J. (1979): Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sens. Environ.*, 8 (2) (1979), pp. 127–150.
- van Everdingen, R. (1998): *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Boulder, Colorado, USA. <http://nsidc.org/fgdc/glossary/english.html>.
- van Everdingen, R.O. (ED.) (2005): *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*; International Permafrost Association, Calgary; <http://nsidc.org/fgdc/glossary>; Rev. 2005-06-22.
- Vas'kovsky, A.P. (1963): Stratigraphic outline of Quaternary deposits in northeastern Asia. In: Egiazarova VKh (ed.) *Geology of the Koryaksky Mountains*; Moscow: Gostoptekhizdat; pp. 24–53, 143–168.

- Veremeeva, A., Gubin, S. (2009): Modern tundra landscapes of the Kolyma Lowland and their evolution in the Holocene. *Permafrost and Periglacial Processes* 20, 399-406, doi: 10.1002/ppp. 674.
- Walker, H. J. (1998): Arctic Deltas; *Journal of Coastal Research* 14, 3; pp. 718-738.
- Walter, H. & Breckle, S.-W. (1986): *Ökologie der Erde. Band 3. Spezielle Ökologie der gemäßigten und arktischen Zonen Euro-Nordasiens.* Stuttgart.
- Washburn, A. L. (1979): *Geocryology- A Survey of Periglacial Processes and Environments;* Edward Arnold, London; p. 406.
- Weier, J., Herring, D. (2000): *Measuring Vegetation (NDVI & EVI).* URL: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/MeasuringVegetation/>.
- Wein, N. (1999): *Sibirien.* Gotha.
- Weise, O. R. (1983): *Das Periglazial- Geomorphologie in Klima in gletscherfreien, kalten Regionen.* Berlin.
- Wetterich, S., Kuzmina, S., Andreev, A., Kienast, F., Meyer, H., Schirrmeister, L. (2008): Paleoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia. *Quaternary Science Review*, 27 (15-16), pp. 1523-1540.
- Wille, C., Kutzbach, L., Sachs, T., Wagner, D. & E.-M. Pfeiffer (2008): Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: Eddy covariance measurements and modelling. In: *Global Change Biology*, 14, pp. 1395-1408.
- Wütherich, C., Thannheiser, D. (2002): *Die Polargebiete. Das Geographische Seminar,* Braunschweig, 299 p.
- Yamazaki, F., Liu, W., Takasaki, M. (2009): Characteristics of shadow and removal of its effects for remote sensing imagery. In: *Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS, Cape Town, South, Africa, 12–17 July, 4,* pp. 426–429.
- Yermolayev, M.M. (1932): A geological and geomorphological sketch of Bol'shoy Lyakhovskiy Island. In *Polyarnaya geofizicheskaya stantsiya na o. Bol'shom Lyakhovskom.* [The Polar Geophysical Station on Bol'shoy Lyakhovskiy Island]. *Trudy SOPS, Seriya Yakutskaya No. 7, Izdatel'stvo AN SSSR i Vsesoyuznogo Arkticheskogo Instituta.* Pt. 1. pp. 147–228.



Yule, G. U. (1897): On the theory of correlation. *Journal of the Royal Statistical Society*, 60, pp. 812-821.

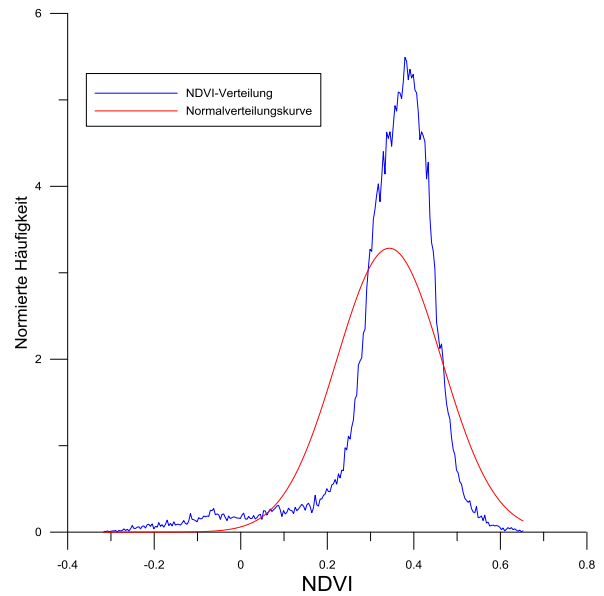
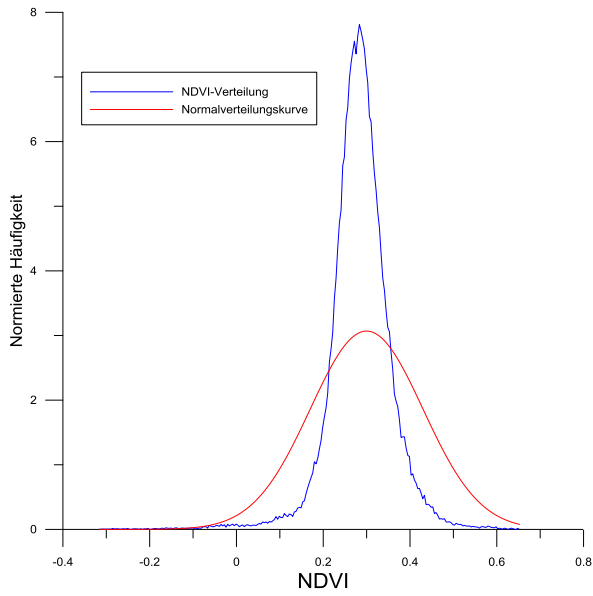
Yurtsey, B. A. (1994). Floristic division of the Arctic. *Journal of Vegetation Science*, 6, pp. 765-776.



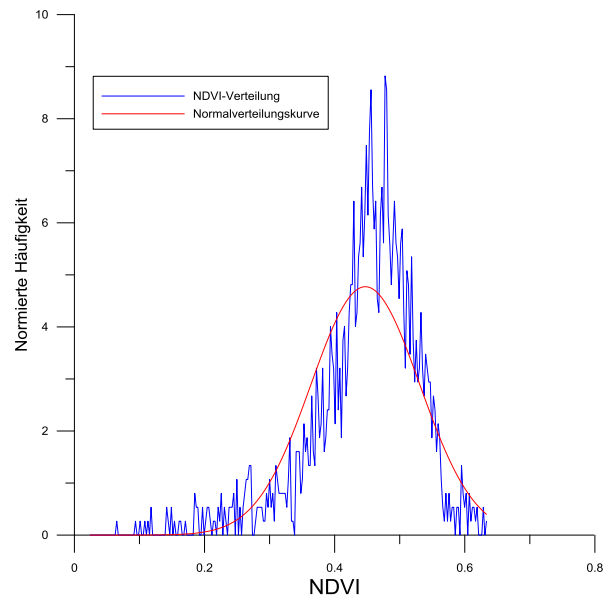
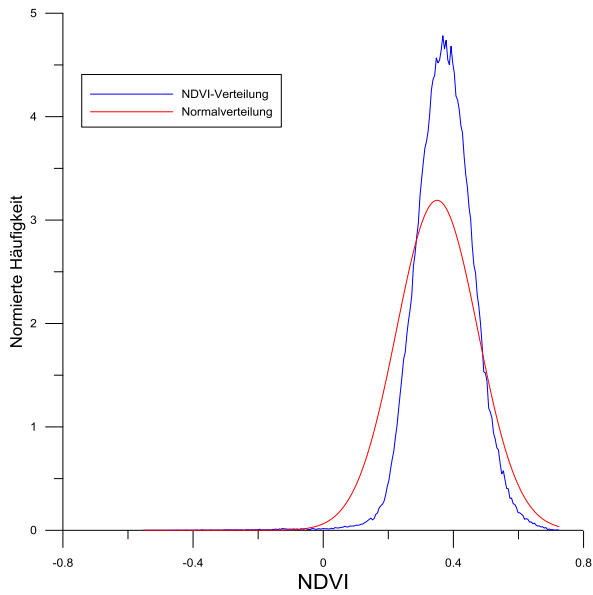
# Anhang

# I. Ergebnisse des Chi-Quadrat-Normalverteilungstests

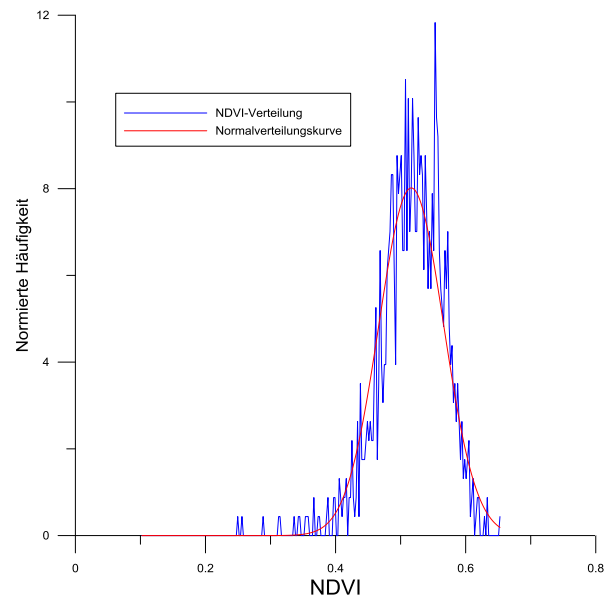
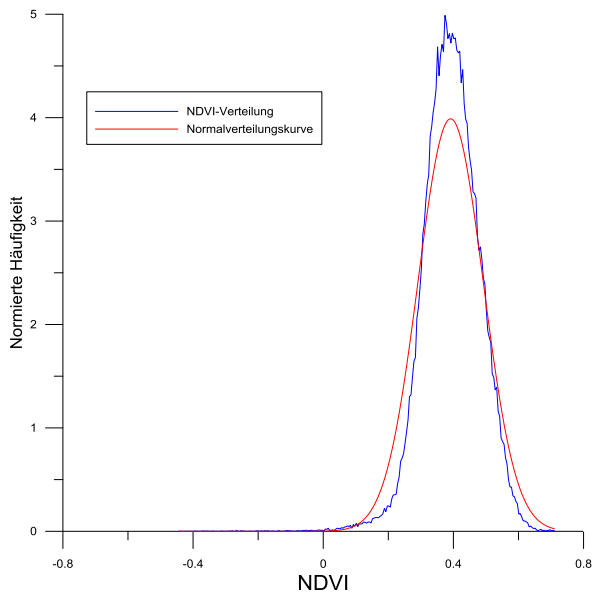
## Sobo- links: schneefreie- rechts: schneebedeckte Thermoerosionstäler



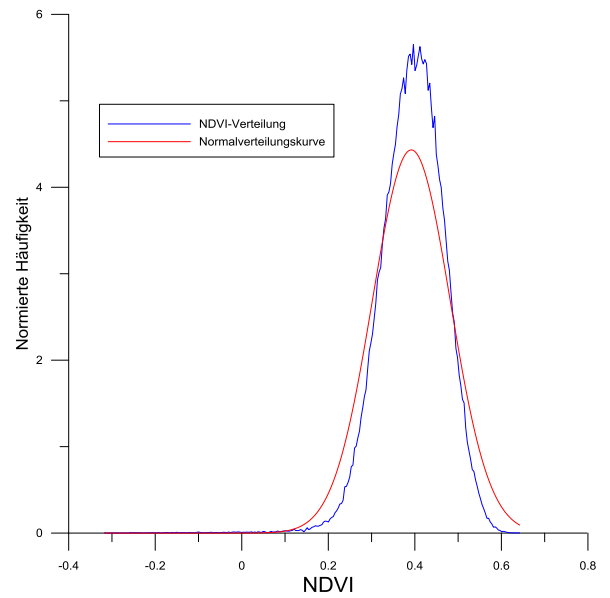
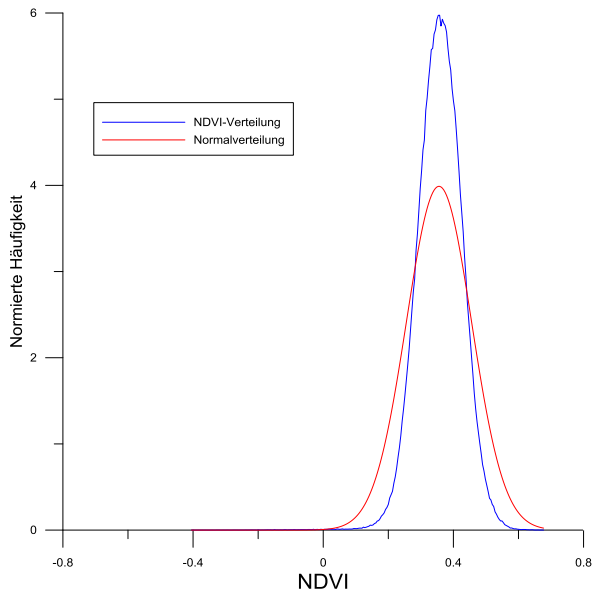
## Kurungnakh- links: schneefreie- rechts: schneebedeckte Thermoerosionstäler



**Dzhangylakh- links: schneefreie- rechts: schneebedeckte Thermoerosionstäler**



**Khardang- links: schneefreie- rechts: schneebedeckte Thermoerosionstäler**



## II. t-Werte der t-Verteilung

Zweiseitige Fragestellung			
f	P(95%)	P(98%)	P(99%)
1	12,706	31,821	63,657
2	4,303	6,965	9,925
3	3,128	4,541	5,841
4	2,776	3,747	4,604
5	2,571	3,365	4,032
6	2,447	3,143	3,707
7	2,365	2,998	3,499
8	2,306	2,896	3,355
9	2,262	2,821	3,250
10	2,282	2,764	3,169
11	2,201	2,718	3,106
12	2,179	2,681	3,055
13	2,160	2,650	3,016
14	2,145	2,624	2,977
15	2,131	2,602	2,947
16	2,120	2,583	2,921
17	2,110	2,567	2,898
18	2,101	2,552	2,878
19	2,093	2,539	2,861
20	2,086	2,528	2,845
21	2,080	2,518	2,831
22	2,074	2,508	2,819
23	2,069	2,500	2,807
24	2,064	2,492	2,797
25	2,060	2,485	2,787
26	2,056	2,479	2,779
27	2,052	2,473	2,771
28	2,048	2,467	2,763
29	2,045	2,462	2,756
30	2,042	2,457	2,750
35	2,030	2,438	2,724
40	2,021	2,423	2,704
45	2,014	2,412	2,690
50	2,009	2,403	2,678
60	2,000	2,390	2,660
70	1,994	2,381	2,648
80	1,990	2,374	2,639
90	1,987	2,368	2,632
100	1,984	2,364	2,626
120	1,980	2,358	2,617
200	1,972	2,345	2,601
500	1,965	2,334	2,586
1000	1,962	2,330	2,581
∞	1,960	2,326	2,576
	P(97,5%)	P(99%)	P(99,5%)

### Einseitige Fragestellung

Zwischenwerte sind linear zu interpolieren.

## **Danksagung**

Für die Herausarbeitung der spannenden Themenstellung sowie die sehr engagierte Betreuung danke ich herzlich Frau Dr. Anne Morgenstern.

Weiterhin danke ich herzlich Herrn Dr. Diekmann für Zweitbetreuung meiner Arbeit.

Samuel und Georg danke ich von Herzen für die Offenheit für alle Fragen zum GIS, für die angeregten Diskussionen und die interessanten und weiterführenden Felderfahrungsberichte, sowie für die humorvolle und freundschaftliche Atmosphäre, die sie verbreiteten.

Bei Herrn Ekkehard Kührt, als Ansprechpartner für alle Fragen rund um die Statistik, bedanke ich mich herzlich für sein Engagement.

Birgit danke ich herzlich für ihre Offenheit bezüglich aller Fragen zum NDVI und die Vermittlung ihrer Erfahrungen.

Vielmals danke ich Frank Günther für die Bereitstellung seiner Daten.

Außerdem widme ich meinen besonderen Dank meinen Freunden Matthias und Danielle, die mich durch die Zeit der Masterarbeit begleiteten und mir stets liebevoll zur Seite standen.