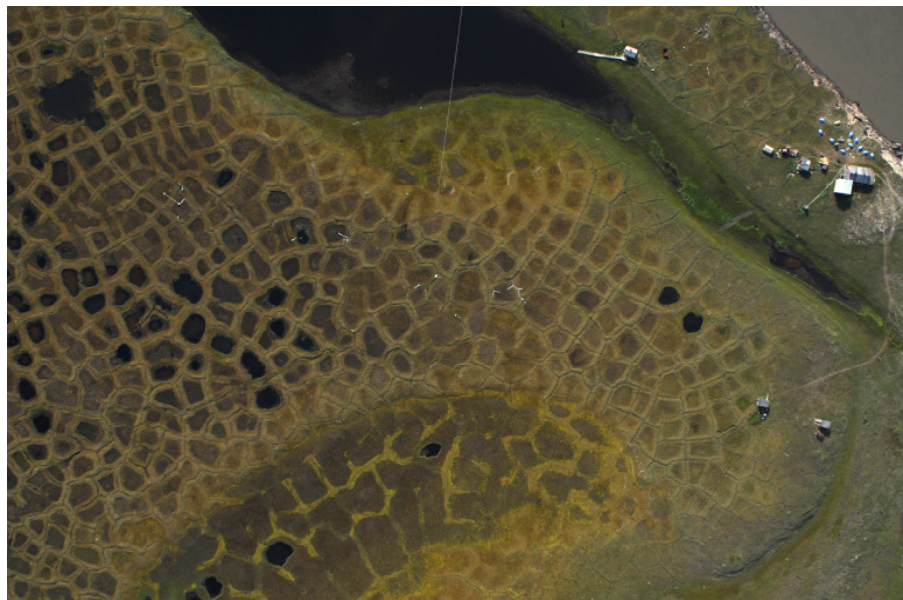




Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät  
Institut für Erd- und Umweltwissenschaften

## Wasserbilanz eines arktischen polygonalen Tundra-Standortes (Lena-Delta, Sibirien)



Diplomarbeit im Fach Geoökologie

Abgabe: 25. Juni 2012

*eingereicht von*

**Niko Bornemann**

*Mat.-Nr.: 721231*

*niko.bornemann@gmx.de*

*betreut von*

**PD Dr. Julia Boike**

*(Alfred-Wegener-Institut, Potsdam)*

**Prof. Dr. Axel Bronstert**

*(Universität Potsdam)*

# Inhaltsverzeichnis

ZUSAMMENFASSUNG .....	III
ABSTRACT/SUMMARY.....	IV
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS.....	V
ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....	VII
TABELLENVERZEICHNIS .....	X
<b>1. EINLEITUNG .....</b>	<b>1</b>
<b>2. UNTERSUCHUNGSGEBIET .....</b>	<b>4</b>
2.1. KLIMA .....	5
2.2. GEOMORPHOLOGIE.....	6
2.3. BODEN.....	8
2.4. VEGETATION .....	9
<b>3. METHODEN.....</b>	<b>11</b>
3.1. WASSERBILANZ.....	11
3.1.1. <i>Niederschlag</i> .....	11
3.1.2. <i>Verdunstung</i> .....	12
3.1.3. <i>Abfluss</i> .....	12
3.1.4. <i>Speicher</i> .....	13
3.2. BESONDERHEITEN DER PERMAFROSTGEBIETE.....	14
3.3. FELDDATEN UND EXPERIMENTE.....	15
3.3.1. <i>Schneedecke</i> .....	15
3.3.2. <i>Verdunstung</i> .....	16
3.3.2.1. Verdunstungsmessungen .....	16
3.3.2.2. Verdunstungsmodellierung.....	18
3.3.3. <i>Abfluss</i> .....	19
3.3.3.1. Gefäßmessung.....	19
3.3.3.2. Thomson-Überfallwehr .....	19

---

3.3.3.3.	Salzverdünnungsmethode .....	22
3.3.3.4.	Messpunkte/ Messintervalle.....	23
3.3.4.	<i>Seespiegel- und Polygonwasserstandsmessungen</i> .....	26
3.3.5.	<i>Klimadaten und Bodendaten der Station Samoylov</i> .....	27
3.3.6.	<i>Weitere Datengrundlagen</i> .....	28
<b>4.</b>	<b>ERGEBNISSE</b> .....	<b>29</b>
4.1.	EINTEILUNG DER PERIODEN .....	29
4.2.	KOMPONENTEN DER WASSERBILANZ .....	31
4.2.1.	<i>Niederschlag/Schnee</i> .....	31
4.2.2.	<i>Verdunstung</i> .....	33
4.2.3.	<i>Abfluss</i> .....	35
4.2.4.	<i>Speicheränderung</i> .....	37
4.2.4.1.	Seen.....	37
4.2.4.2.	Polygonseen .....	39
4.2.4.3.	Boden.....	40
4.2.4.4.	Gesamtspeicher .....	42
4.3.	BILANZ DER INSEL.....	44
<b>5.</b>	<b>DISKUSSION</b> .....	<b>46</b>
5.1.	DISKUSSION DER ERGEBNISSE IM VERGLEICH ZU ANDEREN ARKTISCHEN REGIONEN.....	46
5.2.	KLIMAWANDEL IN DER ARKTIS UND EINFLÜSSE AUF DEN HYDROLOGISCHEN KREISLAUF DER POLYGONALEN TUNDRA .....	51
<b>6.</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNG</b> .....	<b>54</b>
	<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	<b>56</b>
	<b>ANHANG</b> .....	<b>I</b>
	<b>EIDESSTATTLICHE VERSICHERUNG</b> .....	<b>VIII</b>
	<b>DANKSAGUNG</b> .....	<b>IX</b>

## Zusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Messung und Analyse der Wasserbilanz eines arktischen Tundra-Standortes in Sibirien auf der Insel Samoylov im Lena-Delta (Russland). Die Insel ist vom Permafrost unterlagert und zeichnet sich durch polygonale Tundrastrukturen aus. Dort wurde untersucht, welchen Anteil der Niederschlag, die Evapotranspiration, der Abfluss und der Speicher auf die Jahreswasserbilanz haben. Dabei wurden die, für die Wasserbilanz wichtigen, Prozesse charakterisiert und die saisonale Dynamik untersucht. Neben den bereits vorhandenen Messdaten (z.B. Niederschlag und Evapotranspiration) wurden zusätzlich räumlich verteilte Abfluss- und Wasserstandsmessungen vorgenommen. Die Ergebnisse zeigten, dass die Evapotranspiration (190,9 mm) die Niederschlagsmenge (167,6 mm) im Sommer überstieg und so ein Defizit (23,3 mm) entstand. In der Jahresbilanz stellte das SWE (65 mm) einen wichtigen Wasserzugewinn dar und sorgte während und nach der Schneeschmelze für ein Auffeuchten der Tundra. In den Sommermonaten nahm der Abfluss (4,8 mm) nur eine untergeordnete Rolle ein. Die Veränderung des Speichers (Boden, Seen, Polygonseen und Gräben) wurde im Sommer hauptsächlich durch Niederschlag und Evapotranspiration gesteuert. Erst zum Ende des Sommers, wenn der „*active layer*“ die maximale Mächtigkeit erreicht hatte, es viele Niederschläge gab und der Wasserstand in Seen und Polygonseen gestiegen war, gewannen laterale Grundwasserzuflüsse an Bedeutung. Die Wasserbilanz wurde über das Jahr hinweg hauptsächlich durch Niederschlag und Evapotranspiration bestimmt. Die geringe „*active layer*“-Mächtigkeit beschränkte laterale Wasserbewegungen, wie Grundwasserflüsse und Abflüsse von der Insel. Änderungen der Umwelt- und Klimabedingungen im Zuge der Klimaerwärmung können jedoch die Rahmenbedingungen der Wasserbilanz stark beeinflussen. Die prognostizierten Folgen sind unter anderem ein Anstieg der „*active layer*“-Mächtigkeit und eine erhöhte Evapotranspiration. Dadurch vermehren sich die Wasserverluste und die Degradation der Polygonstruktur nimmt zu. Gleichzeitig wird die Verfügbarkeit von Nährstoffen (insbesondere Kohlenstoff) für biologische Prozesse verändert und das kann zu verstärkten Treibhausgasemissionen führen.

## Abstract/Summary

This study deals with the measurement and analysis of the water balance of an arctic tundra site in Siberia on the island of Samoylov (Lena River Delta, Russia). The island is underlain by continuous permafrost and is characterized by polygonal tundra structures. The quantification of precipitation, evapotranspiration, runoff and storage in the annual water budget was in the focus of this research. Furthermore, it was the goal to identify the relevant processes and seasonal dynamics which characterise the water balance. In addition to the data of the existing monitoring network (e.g. precipitation and evapotranspiration), spatially distributed runoff and water level measurements were obtained. The results of the measurements indicates a negative summer water balance (-23.3 mm), in which the evapotranspiration (190.9 mm) clearly exceeded the rainfall (167.6 mm). In the annual water balance the snow cover (65 mm) was a major source of water. The spring snowmelt was the principal recharge mechanism for the tundra. The runoff (4.8 mm) in the summertime was small compared to the other components of the water balance. Storage changes (soils, lakes, cracks and polygon ponds) are mainly controlled by precipitation and evapotranspiration. The importance of lateral groundwater fluxes increases towards the end of summer due to a maximum of active layer thickness, a high amount of rain and a raising water level in lakes and polygon ponds. The annual water balance is primarily determined by rainfall and evapotranspiration. The shallow active layer limits the lateral water movement, such as groundwater flow and runoff from the island. Variations in environmental and climate conditions due to climate change may have severe impacts on the water balance. Assumed higher evapotranspiration and increased active layer thickness could multiply the water losses and enhanced the degradation of the polygonal tundra landscape. This potentially leads to increased green house gas emissions, since the availability of carbon and other nutrients for biological processes strongly depends on water flow.

## Abkürzungsverzeichnis

$\alpha$	Winkel Thomson-V
$\mu$	Überfallbeiwert
$A$	Fläche
<i>Abs.</i>	Abschnitt
<i>AWI</i>	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
$b$	Breite Thomson-V
$b_G$	Breite Thomson-Wehr
$c$	Tracerkonzentration
$c_0$	äquivalente Tracerkonzentration der Hintergrundleitfähigkeit
<i>DGM</i>	digitales Geländemodell
<i>DIC</i>	gelöster anorganischer Kohlenstoff (dissolved inorganic carbon)
<i>DIN</i>	Deutsche Industrienorm
<i>DOC</i>	gelöster organischer Kohlenstoff (dissolved organic carbon)
<i>E/e</i>	Wasserdampfdruck (gesättigt/ungesättigt)
<i>ET</i>	Evapotranspiration
<i>EV</i>	Evaporation
$g$	Erdbeschleunigung ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ )
<i>GCM</i>	Global Climate Model
$h$	Überfallhöhe
<i>IPCC</i>	Intergovernmental Panel on Climate Change
$k$	Kármán Konstante (0,4)
$\kappa$	Leitfähigkeit
$L_v$	Verdunstungswärme
<i>maxT</i>	maximale Tiefe
$m_{\text{Salz}}$	Masse Salz
<i>mT</i>	mittlere Tiefe
$P$	Niederschlag
$p$	Luftdruck
<i>Pg</i>	Peta Gramm ( $10 \times 10^{15} \text{ g}$ )
$Q$	Durchfluss/Abfluss

---

$q$	spezifische Feuchte
$q(z_m)$	spezifische Feuchte in 2 m Höhe
$q(z_{surf})$	spezifische Feuchte an der Bodenoberfläche
$Q_E$	latenter Wärmestrom
$Q_G$	Grundwasserabfluss
$Q_I$	Zwischenabfluss
$Q_S$	Oberflächenabfluss
$r_a$	aerodynamischer Widerstand
$RL$	langwellige Strahlung
$r_s$	Oberflächenwiderstand ( $50 \text{ s m}^{-1}$ )
$\rho_{air}$	Dichte von Luft
$\rho_{water}$	Dichte von Wasser
$SWE$	Schneewasseräquivalent
$\Delta S$	Speicher
$\Delta S_O$	oberirdischer Speicher
$\Delta S_U$	unterirdischer Speicher
$\Delta S_{FT}$	Speicher „ <i>feuchte Tundra</i> “
$\Delta S_{PC}$	Speicher „ <i>Polygonseen &amp; Gräben</i> “
$\Delta S_S$	Speicher „ <i>Seen</i> “
$\Delta S_{TT}$	Speicher „ <i>trockene Tundra</i> “
$\Sigma \Delta S$	Gebiets-/Gesamtspeicher
$T$	Transpiration
$t$	Zeit
$T(h)$	Temperatur
$T_{air}$	Lufttemperatur in 2 m
$T_{surf}$	Bodenoberflächentemperatur
$UNESCO$	Organisation der Vereinten Nationen für Erziehung, Wissenschaft und Kultur
$u_{zm}$	Windgeschwindigkeit in einer bestimmten Höhe
$V$	Volumen
$w$	Abstand Thomson-V über Grund
$z_0$	Rauhigkeitslänge ( $10^{-3} \text{ m}$ )
$z_m$	Messhöhe (2 m)

## Abbildungsverzeichnis

- Abb. 2.1: a) polständige, azimutale Übersichtskarte der Permafrostverteilung der Arktis mit der Lage des Lena-Deltas in Sibirien (Brown et al., 1998) und b) Landsat-Karte mit Position der Insel Samoylov im Lena-Delta (USGS, 2000). ..... 4
- Abb. 2.2: Klimadiagramm (links) der meteorologischen Station Stolb (Russland) der Jahre 1985 - 2006 mit Temperatur in [°C] und Niederschlag in [mm]. Tabellarische Darstellung der Monatsmitteltemperatur (rechts) in [°C] und des mittleren Monatsniederschlages in [mm] sowie der Jahresmitteltemperatur und der Jahresniederschlagssumme (Datenquelle: Prof. Y. Bolshianov). ..... 5
- Abb. 2.3: Luftbild von den Polygonen der Insel Samoylov 2008 in verschiedenen Feuchtigkeitsausprägungen, mit deutlich erkennbarer Struktur von Polygonzentrum, -wall und -graben, die Durchmesser der einzelnen Polygone variieren zwischen 5 - 20 m. .... 6
- Abb. 2.4: Profilansicht der Abbruchkante der Insel mit einem Eiskeil (ca. 1,5 m) im Graben zwischen zwei benachbarten Polygonen. .... 7
- Abb. 2.5: Bodenprofil eines Polygonwalls (ca. 35 cm) mit erkennbar Moos dominierter Vegetationsschicht von 5 - 10 cm, darunter schließt sich eine Torfauflage an, gefolgt vom Go-Horizont mit markanter rostbrauner Farbe, unterhalb des Go-Horizontes befindet sich der Gr-Horizont mit einer schluffig-lehmigen Textur. .... 9
- Abb. 2.6: Polygonsee (5 - 10 m) mit Carex-Bewuchs am Ufer und offener Wasserfläche in der Mitte. .... 10



Abb. 3.1:	Wechselwirkung von Atmosphäre und Landoberfläche mit den physikalischen Prozessen, die den Wasserhaushalt bestimmen (nach Kane & Yang, 2004). .....	14
Abb. 3.2:	Eddy-Kovarianz-System auf Samoylov.....	17
Abb. 3.3:	Schematische Darstellung eines Thomson-Wehrs (nach Kulin & Compton, 1975).....	20
Abb. 3.4:	Foto des Wehrs AQ1 mit Drucksensor, das auf Samoylov am 16. Juli 2008 errichtet wurde.....	21
Abb. 3.5:	Wasserstand-Abfluss-Beziehung vom Wehr AQ1 mit Wasserstand in [m] und Abfluss in [ $\text{l s}^{-1}$ ].....	22
Abb. 3.6:	Darstellung der Eichgerade für die Leitfähigkeit $\kappa$ in [ $\text{mS cm}^{-1}$ ] in Abhängigkeit zur Salzkonzentration $c$ in [ $\text{g l}^{-1}$ ] vom 14. Juli 2008 im Abfluss AQ1. ....	22
Abb. 3.7:	Karte der Insel Samoylov mit eingezeichneten Abflussmessstellen (AQ1, AQ2, AQ3, AQ4, MQ1), Wasserstandsmessungen in Seen, Polygonseen und Gräben (WL1 - WL6, PWL, CWL) und der Klimastation mit Eddy-Kovarianz-System (Klima) (Luftbild: Scheritz, 2008).....	24
Abb. 3.8:	Luftbild des Polygontransektes mit eingezeichneten Messstellen und Profillagen (links), Ansicht eines Bodenprofils über drei Polygone mit eingezeichneten Wasserstandssensoren (PWL1, PWL2, PWL3, CWL1), Wasserstand (blau), Geländeoberfläche (grün), Permafrostoberfläche (hellblau) (rechts).....	27
Abb. 4.1:	Boxplots der Schneedeckenmessungen (Zentrum, Hang, Wall, gesamt) für die Schneehöhe in [m], Schneedichte in [ $\text{kg m}^{-3}$ ] und das Schneewasseräquivalent (SWE) in [mm]. ....	31

---

Abb. 4.2:	Darstellung des gemessenen Niederschlags [ $\text{mm Tag}^{-1}$ ] und des kumulierten Niederschlags [ $\text{mm}$ ] der Insel Samoylov vom 2. Mai bis 2. Oktober 2008 an der Klimastation (Samoylov).....	32
Abb. 4.3:	Darstellung der gemessenen Tagesverdunstung [ $\text{mm Tag}^{-1}$ ] und der kumulierten Tagesverdunstung [ $\text{mm}$ ], der Daten des Eddy-Kovarianz-Systems (rot) und der Daten der Modellierung für die Zeiträume mit Messausfall (blau). ....	34
Abb. 4.4:	Darstellung der Abflussganglinien der verschiedenen, gemessenen Abflüsse in [ $\text{m}^3 \text{Tag}^{-1}$ ] und des Niederschlags in [ $\text{mm Tag}^{-1}$ ] von Mitte Juli bis Mitte September 2008. ....	35
Abb. 4.5:	Wasserstand in [ $\text{mm}$ ] der Messstellen WL1 - WL6 vom 29. Juni bis 21. September 2008.....	38
Abb. 4.6:	Wasserstände [ $\text{mm}$ ] in drei verschiedenen Polygonen (PWL1 - PWL3) und im Graben (CWL1) zwischen den Polygonen (PWL1 und PWL2) und Niederschlag [ $\text{mm}$ ]. ....	39
Abb. 4.7:	Wasserstand in [ $\text{m}$ ] im Polygonzentrum neben der Klimastation Samoylov zusammen mit Niederschlag in [ $\text{mm}$ ]. ....	40
Abb. 5.1:	Übersicht der 6 Perioden mit schematischer Darstellung von gefrorenem und getautem Boden sowie den Wasserständen in Seen und Polygonen und den qualitativen vertikalen & lateralen Flüssen. ....	46

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 3.1:	Tabellarische Darstellung der Berechnung des Überfallbeiwertes $\mu$ für verschiedene Verhältnisse von $b/b_G$ (Kindsvater, 1964) .....	20
Tabelle 3.2:	Übersicht der Abflussmessstellen mit jeweiligen Wehrparametern, dem Messzeitraum und Messintervall sowie der Art der Abflussmessungen.....	25
Tabelle 3.3:	Übersicht der Seen WL1 - WL6 hinsichtlich maximaler Tiefe ( $\max T$ ) [m], mittlerer Tiefe ( $mT$ ) [m], Fläche [ $m^2$ ] und dem Volumen ( $V$ ) [ $m^3$ ] berechnet aus der mittleren Tiefe ( $mT$ ) und der Fläche ( $A$ ) aufgenommen 2008 (Quelle: I. Fedorova).....	26
Tabelle 3.4:	Übersicht der Messgeräte und der Messparameter an der Klimastation Samoylov .....	28
Tabelle 4.1:	Übersicht der für die Wasserbilanz gewählten Perioden 2008 mit Namen und Zeitraum.....	29
Tabelle 4.2:	Zeigt die Speicheränderung [mm] bezogen auf die gesamte Insel ( $4,5 \text{ km}^2$ ) in den „Seen“ ( $\Delta S_S$ ), in den „Polygonseen & Gräben“ ( $\Delta S_{PC}$ ), im Boden der „feuchten Tundra“ ( $\Delta S_{FT}$ ) und im Boden der „trockenen Tundra“ ( $\Delta S_{TT}$ ) sowie die Änderung des „Gesamtspeichers“ ( $\Sigma \Delta S$ ) .....	43
Tabelle 4.3:	Zusammenfassung der Bilanz in [mm]: Niederschlag ( $P$ ), Evapotranspiration ( $ET$ ), Abfluss ( $Q$ ), Speicheränderung ( $P-ET-Q$ ) und die Speicheränderung der einzelnen Komponenten bezogen auf die gesamte Insel: in „Seen“ ( $\Delta S_S$ ), in „Polygonseen & Gräben“ ( $\Delta S_{PC}$ ), im Boden der „feuchten Tundra“ ( $\Delta S_{FT}$ ), im Boden der „trockenen Tundra“ ( $\Delta S_{TT}$ ) und des „Gesamtspeichers“ ( $\Sigma \Delta S$ ) .....	44

## 1. Einleitung

In der Diskussion über den Klimawandel spielen arktische Ökosysteme eine zentrale Rolle, da diese Gebiete von den erwarteten Klimaveränderungen mit am stärksten betroffen sein werden (ACIA, 2005; IPCC, 2007; AMAP, 2011). Während das zunehmende Verschwinden des arktischen Meereises als Phänomen mit globalen Auswirkungen erkannt wurde, spielen Umweltveränderungen in den arktischen Landgebieten bisher noch eine eher untergeordnete Rolle. Die terrestrische Arktis stellt jedoch ein hochsensibles System dar, dessen Dynamik vor allem durch das Auftreten von Permafrost bestimmt wird. Permafrost unterlagert etwa ein Viertel der Landmassen der Nordhalbkugel mit einer Mächtigkeit von teilweise über 1000 m (Brown et al., 1998). Er trägt in hohem Maße zur Reliefbildung bei, beispielsweise durch die Entstehung von Eiskeilen und Eiskomplexen. Diese Prozesse gehen einher mit der Akkumulation von organischem Kohlenstoff, der im permanent gefrorenen Boden vor mikrobieller Zersetzung geschützt wird. Man schätzt, dass etwa 50% des global in Böden gespeicherten Kohlenstoffs (1672 Pg) auf Permafrostgebiete entfällt (Zimov et al., 2006; Tarnocai et al., 2009), was umgerechnet etwa der doppelten Menge des jetzigen atmosphärischen Kohlenstoffpools entspricht. Ein verstärktes Auftauen des Permafrostes im Zuge des Klimawandels könnte zu einem verstärkten Transport und Umsatz der Nährstoffe (insbesondere Kohlenstoff) im Boden führen. Dies könnte mit starken Emissionen der Treibhausgase Methan und Kohlenstoffdioxid einher gehen. Angesichts der vermuteten Menge des im Permafrost gespeicherten Kohlenstoffes zeigt sich die Bedeutung der arktischen Gebiete für das gesamte Klimasystem (McGuire et al., 2009). Die Freisetzung von Kohlenstoff in Form von Treibhausgasemissionen könnte zu einer drastischen Verstärkung des Klimawandels führen und daraus resultierend eine positive Rückkopplung auf die Permafrostprozesse. Die genauen Mechanismen, die zur Mobilisierung des Kohlenstoffpools führen könnten, sind bisher allerdings nur unzureichend erforscht, sodass seriöse Vorhersagen zur Stärke und Bedeutung des Effektes noch nicht existieren. Eine zentrale Rolle für diese Prozesse spielt unter anderem der Wasserkreislauf der Permafrostgebiete. Dieser kontrolliert den Wassergehalt des Bodens, welcher wiederum einen entscheidenden

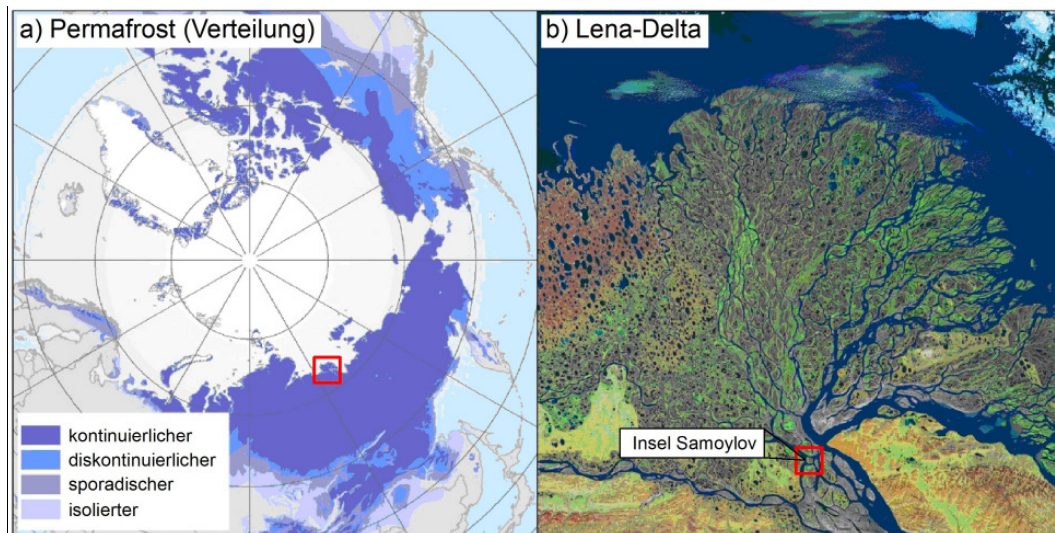
Steuerparameter für die biologischen Prozesse im Boden darstellt. Des Weiteren hat der Wasserkreislauf eine große Bedeutung für die Energiebilanz und das hydrologische Regime in den Permafrostgebieten, insbesondere für die Stabilität der in Kanada (Tarnocai & Zoltai, 1988), Alaska (Hall et al., 1994; Selkregg, 1975) und Sibirien (Zhulidov et al., 1997) vorherrschenden Feuchtgebiete. Damit der Wassergehalt im Boden konstant, also mit Wasser gesättigt bleibt, muss das Wasserdargebot die Verluste durch Gebietsabfluss und Evapotranspiration übersteigen (Woo & Young, 2006). Viele Studien der letzten Jahre in der Arktis Kanadas und Alaskas deuten daraufhin, dass die Evapotranspiration im Sommer die sommerlichen Niederschläge aufwiegt und in einigen Fällen sogar übersteigt (Rovanssek et al., 1996; Woo & Young, 2006; Woo & Guan, 2006). In arktischen Regionen ist die Schneeschmelze in den meisten Jahren das dominierende hydrologische Ereignis (Hinzman et al., 2003). Das Auftreten von Permafrost hat große Auswirkungen auf die Hydrologie, da Wasserbewegungen im Boden auf eine dünne, während des Sommers auftauende Schicht, dem sogenannten „*active layer*“ oder „*Auftauboden*“, beschränkt sind. Die Mächtigkeit des „*active layer*“ ist daher für die hydrologischen Prozesse entscheidend (Hinzman et al., 2003). Der Permafrost limitiert den Anteil des oberflächlichen Wasserspeichers und der Infiltration. Die Mächtigkeit des „*active layer*“ und die Permafrostbedingungen werden maßgeblich durch den Oberflächenwärmestrom bestimmt, der die Hydrologie und die Oberflächenenergiebilanz verbindet (Vörösmarty et al., 2001). In den letzten Jahrzehnten zeigen sich jedoch Veränderungen dieser Schicht. Messungen der jährlichen maximalen Auftautiefe in der russischen Arktis von 1956 bis 1990 zeigen einen Anstieg um 0,2 m (Nelson et al., 2001). Veränderungen in den saisonalen Tau- und Gefrierprozessen haben großen Einfluss auf räumliche Muster, sowie auf saisonale und jährliche Variabilitäten und Langzeittrends in der terrestrischen Kohlenstoffmenge und auf den Austausch von Spurengasen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre. Für Permafrosteinzugsgebiete in Alaska und der kanadischen Arktis existieren viele Studien, die die Interaktionen von Permafrost und hydrologischen Prozessen untersuchen (Hinzman et al., 1991; Rovanssek et al., 1996; Quinton & Marsh, 1999; Bowling et al., 2003; Woo & Guan, 2006; Woo et al., 2008; Guan et al., 2010), wohingegen für die russische Arktis nur wenige hydrologische Studien vorhanden sind (Boike et al., 2008).

---

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist es, die Wasserbilanz des Jahres 2008 für die Insel Samoylov (Sibirien) messtechnisch zu erfassen und hinsichtlich der verschiedenen Komponenten Niederschlag, Verdunstung, Abfluss und die daraus resultierende Änderung des Wasserspeichers aufzustellen und zu analysieren. Die Insel Samoylov ist durch die in arktischen Regionen typische polygonale Tundra geprägt. Zur Datenaufnahme wurden verschiedene automatische und manuelle Messungen durchgeführt. Neben der Datenaufnahme im Feld und der Aufstellung der Jahreswasserbilanz spielt zusätzlich die Betrachtung der saisonalen Dynamik eine wesentliche Rolle. Hierbei sind der Wasserspeicher sowie die Fließnetzwerke und hydraulischen Verbindungen zwischen einzelnen Polygonzentren und der polygonalen Tundra in der Gesamtheit besonders von Bedeutung.

## 2. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet, die Insel Samoylov ( $72^{\circ}22' \text{ N}$ ,  $126^{\circ}30' \text{ E}$ ), befindet sich im Mündungsdelta des sibirischen Flusses Lena (Abb. 2.1). Die Lena entspringt im Baikargebirge und mündet nach über 4.400 km in die Laptevsee, einem Randmeer des Nordpolarmeeres. Das Lena-Delta umfasst eine Fläche von ca. 32.000 km<sup>2</sup> und misst von West nach Ost maximal 230 km und von Nord nach Süd bis zu 150 km. Es besteht aus über 1.500 Inseln und ist damit eines der größten Deltas weltweit (Walker, 1998).

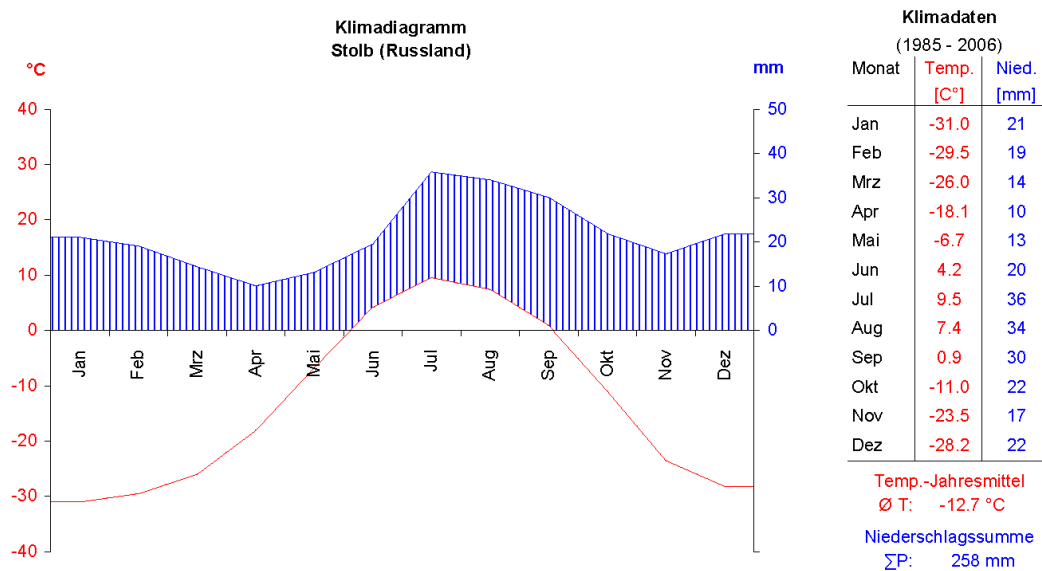


**Abb. 2.1:** a) polständige, azimutale Übersichtskarte der Permafrostverteilung der Arktis mit der Lage des Lena-Deltas in Sibirien (Brown et al., 1998) und b) Landsat-Karte mit Position der Insel Samoylov im Lena-Delta (USGS, 2000).

Die Lena beherbergt viele Naturreservate entlang ihres Laufes. Das Delta selbst ist als UNESCO Weltnaturerbe vorgeschlagen. Samoylov liegt ca. 120 km südlich der Laptevsee an einem der Hauptarme der Lena, dem Olenyokskaya, im südlichen Teil des Deltas und ist für den jüngeren Teil des Deltas repräsentativ. Die Insel Samoylov hat eine Fläche von ca. 7,5 km<sup>2</sup> und auf ihr befindet sich die Forschungsstation Samoylov des Alfred-Wegener-Instituts (Potsdam). Die Station diente vor der Nutzung für wissenschaftliche Aktivitäten als logistische Basis des Lena-Delta-Reservates, eines der größten Naturschutzgebiete Russlands. Seit 1998 befinden sich hier eine Boden- und Klimastation sowie weitere wissenschaftliche Messeinrichtungen.

## 2.1. Klima

Das Klima des Lena-Deltas wird durch trockene kontinentale Einflüsse bestimmt. Es zeichnet sich durch niedrige Temperaturen und geringe Niederschläge aus, wobei die Unterschiede der Lufttemperatur zwischen den Jahreszeiten sehr groß



**Abb. 2.2:** Klimadiagramm (links) der meteorologischen Station Stolb (Russland) der Jahre 1985 - 2006 mit Temperatur in [°C] und Niederschlag in [mm]. Tabellarische Darstellung der Monatsmitteltemperatur (rechts) in [°C] und des mittleren Monatsniederschlags in [mm] sowie der Jahresmitteltemperatur und der Jahresniederschlagssumme (Datenquelle: Prof. Y. Bolshianov).

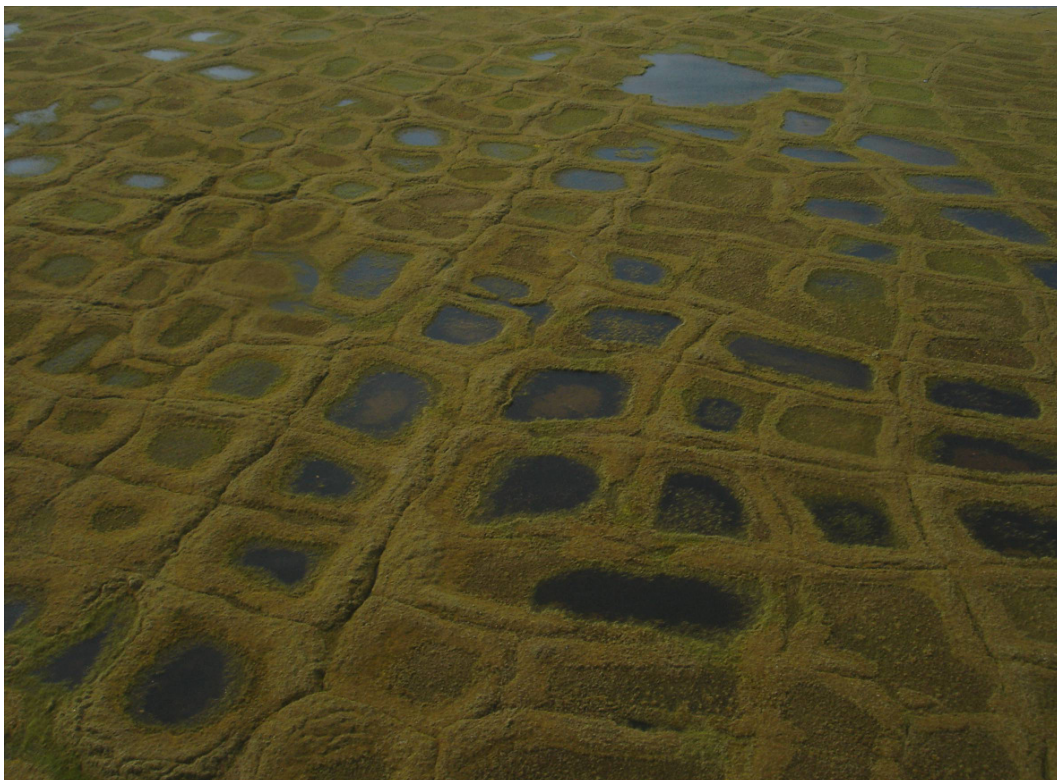
sind (Boike et al., 2008). Die Daten des Klimadiagramms wurden von der meteorologischen Station Stolb, unweit der Insel Samoylov, durchgehend von 1985 bis 2006 aufgezeichnet (Abb. 2.2). Die Jahresmitteltemperatur für dieses Gebiet beträgt  $-12,7\text{ °C}$ . Die Wintersaison beginnt Ende September und dauert bis Mitte Juni an. Der Januar ist mit im Mittel  $-31\text{ °C}$  der kälteste Monat. Die Winterzeit ist durch eine sehr geringe solare Einstrahlung und die typische mehrwöchige Polarnacht geprägt. Während des Polartages in der Sommerperiode geht die Sonne nicht oder nur kurz unter. Die Sommer sind kurz und kühl bei einer mittleren Lufthöchsttemperatur im Juli von  $9,5\text{ °C}$ . Der mittlere Jahresniederschlag liegt bei 258 mm, wovon ca. 60% als Schnee fallen. Die Schneeschmelze setzt üblicherweise Anfang Juni ein und markiert den Beginn der etwa dreimonatigen Vegetationsperiode. Diese dauert etwa von Mitte



Juni bis Mitte September an, wobei Anfang September bereits die ersten Neuschneefälle auftreten können (Wille et al., 2008).

## 2.2. Geomorphologie

Das Lena-Delta liegt in der Zone des kontinuierlichen Permafrostes mit Mächtigkeiten von 500 bis 600 m (Romanovskii & Hubberten, 2001). Der Permafrost im Lena-Delta hat einen hohen Bodeneisgehalt (> 20%) und ist mit mächtigen



**Abb. 2.3: Luftbild von den Polygonen der Insel Samoylov 2008 in verschiedenen Feuchtigkeitsausprägungen, mit deutlich erkennbarer Struktur von Polygonzentrum, -wall und -graben, die Durchmesser der einzelnen Polygone variieren zwischen 5 - 20 m.**

Sedimentablagerungen überdeckt (Zhang et al., 1999). Die Insel Samoylov kann in zwei geomorphologische Haupteinheiten geteilt werden. Der westliche Teil ist eine rezente Überflutungsebene mit ca. 3 km<sup>2</sup>, die durch jährliche Überflutungen und fluviale und äolische Akkumulationsprozesse sandiger Sedimente charakterisiert ist. Der östliche Teil ist eine im Holozän gebildete Flussterrasse, die ca. 4,5 km<sup>2</sup> der Insel einnimmt und 10 bis 15 m über dem Meer liegt (Pfeiffer et al., 1999; Boike et al., 2008). Die Ostküste der Insel ist durch massive Erosion der Flussterrasse gekennzeichnet. Dadurch bildet

sich ein ca. 8 bis 10 m hohes Kliff aus (Kutzbach, 2000). Die Landoberfläche ist durch ein ausgeprägtes Eiskeil-Polygon-Netz charakterisiert (Abb. 2.3). Das Eiskeil-Polygon-Netz ist verantwortlich für ein Mikrorelief mit Höhenunterschieden von bis zu 0,5 m auf wenigen Metern (Boike et al, 2008). Diese polygonale Tundra entsteht durch alternierende thermische Expansion und Kontraktion während der Tau- und



**Abb. 2.4: Profilansicht der Abbruchkante der Insel mit einem Eiskeil (ca. 1,5 m) im Graben zwischen zwei benachbarten Polygonen.**

Frostperioden. Durch starke Abkühlung des Permafrostbodens im Winter kommt es zur thermischen Kontraktion des gefrorenen Bodens (Lachenbruch, 1962). Die daraus resultierenden horizontalen Spannungen führen zur Bildung von feinen Frostrissen. Diese Risse haben eine Größenordnung von einigen Millimetern in der Breite und wenigen Dezimetern in der Tiefe. Sie bilden in der Fläche mehr oder weniger regelmäßige penta-, hexa- oder orthogonale Rissnetze aus. In diesen Rissnetzen sammelt sich sublimierender Wasserdampf und zusätzlich Tauwasser im Frühling, wodurch sich Eisadern ausbilden können und den Permafrostkörper durchziehen. Im Sommer dehnt sich der Permafrostkörper durch Erwärmung wieder aus. Da die Risse im Permafrostkörper mit Eis gefüllt sind, wird die horizontale Expansion behindert und es kommt zur plastischen Verformung und zur Aufwölbung des Bodens an den Polygonrändern. Die Eisader stellt eine Schwächezone dar und der Permafrostkörper

reißt an dieser Stelle jedes Jahr von Neuem auf und der Zyklus kann sich wiederholen. So entstehen über die Jahrhunderte keilförmige Eismassen mit einer Breite von einigen Metern und einem ringförmigen Wall entlang der Ränder des Polygons (Abb. 2.4). Derartige Polygone mit eingemuldetem Zentrum und randlichem Ringwall werden als „*Low-Center-Polygone*“ bezeichnet (Washburn, 1973; Kutzbach, 2000). Aufgrund des sich darunter befindlichen Permafrostes stellt das Polygonzentrum mit dem ihm umgebenden Wall eine nahezu abflusslose Senke dar und ist meist durch wassergesättigte Verhältnisse gekennzeichnet. Im Untersuchungsgebiet treten unterschiedliche Abstufungen dieser Form auf (Abb. 2.3). Das Zentrum variiert von feucht (der Wasserspiegel liegt unter der Bodenoberfläche), über dicht mit Pflanzen bewachsenen Wasseroberflächen bis hin zu kleinen Seen mit offener Wasserfläche. „*High-Center-Polygone*“, bei denen das Zentrum höher liegt als die sie umgebenden Ränder, treten im Untersuchungsgebiet nur in Geländesituationen mit guter Dränierung auf, zum Beispiel in unmittelbarer Nähe zu Kliffkanten (Kutzbach, 2000).

### 2.3. Boden

Die Bodentypen auf Samoylov hängen von der geomorphologischen Einheit und dem Mikorelief ab. Die Überflutungsebene ist durch sandige Flusssedimente geprägt, wobei der westliche Teil der Überflutungsebene größtenteils keine Bodenstruktur aufweist. Die etwas höher gelegenen Teile dieser Ebene sind von *Fluvi-Gleyic Cryosols* dominiert. Auf der Terrasse hängt die Bodenart stark von der Lage im Polygon ab. Das tiefer gelegene Polygonzentrum ist wassergesättigt und oftmals entstehen hier kleine Polygonseen (Abb. 2.3). Im Polygonzentrum befinden sich *Typic Historthels* mit sandig-schluffiger Textur, die eine starke Akkumulation von Torf zeigen. Die Porosität der 15 cm mächtigen Humusaufgabe, aus schwach zersetzten Laubmoosen, ist mit 93% sehr hoch. Darunter schließt der Gr-Horizont an mit einer Porosität zwischen 74 bis 78%. Im Randbereich des Polygons, dem erhöhten Polygonwall, herrschen gemäßigt feuchte Bedingungen. Die Böden weisen eine schluffig-lehmige Textur auf und werden als *Glacic* und *Typic Aquiturbels* (Abb. 2.5) klassifiziert (Kutzbach, 2000, Pfeiffer et al., 2001). Die ersten 15 cm bestehen aus einem stark durchwurzelten, Humus angereicherten Ah-Horizont. Darunter folgt ein 3 - 5 cm schmaler Go-Horizont, der deutlich an der rostbraunen Farbe erkennbar ist. Unterhalb des Go-Horizontes

folgen bis in eine Tiefe von 50 cm der Gor- und dann der Gr-Horizont. Dort herrschen überwiegend reduzierende Bedingungen und die Textur ist von schluffig-lehmigem Sand dominiert. Die Porosität in den oberen Horizonten liegt bei 65% und nimmt nach unten bis auf 50% in einer Tiefe von 70 cm ab (Kattenstroth, 2009).

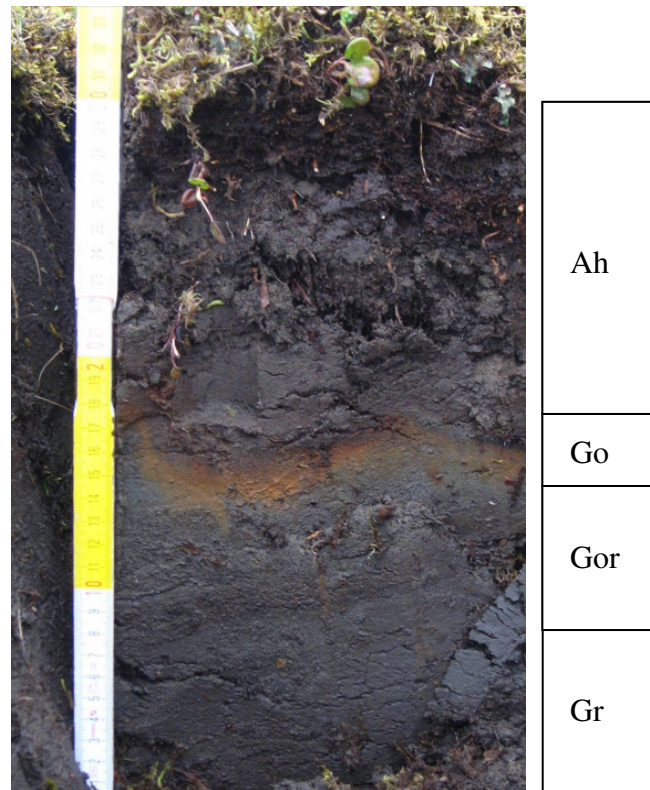


Abb. 2.5: Bodenprofil eines Polygonwalls (ca. 35 cm) mit erkennbar Moos dominierter Vegetationsschicht von 5 - 10 cm, darunter schließt sich eine Torfauflage an, gefolgt vom Go-Horizont mit markanter rostbrauner Farbe, unterhalb des Go-Horizontes befindet sich der Gr-Horizont mit einer schluffig-lehmigen Textur.

## 2.4. Vegetation

Die Vegetation der Flussterrasse ist in den ersten 5cm über dem Boden von einer Schicht aus Moosen und Flechten dominiert, die einen Bedeckungsgrad von ca. 95% erreicht. Darüber befindet sich eine 20 bis 30 cm hohe Gefäßpflanzenschicht, mit einem maximalen Bedeckungsgrad von 30% in dieser Höhe (Kutzbach, 2000). Die Artenzusammensetzung ist abhängig von der mikrotopographischen Lage, die die Feuchtigkeitsverhältnisse bestimmt. Im Polygonzentrum ist *Carex aquatilis* die dominierende Gefäßpflanze mit einem Bedeckungsgrad von 20% (Abb. 2.6). Neben *Carex aquatilis* sind noch *Carex rariflora* und *Carex bigelowii* häufiger vertreten. Zu

den Rändern nimmt die Dominanz von *Carex aquatilis* zugunsten von Kräutern und Süßgräsern, wie z.B. *Astragalus umbellatus* oder *Arctagrostis arundinacea*, ab. Auf der Kuppe des Polygonwalles haben auch Zwergsträucher wie *Dryas puctata* und *Salix glauca* einen nennenswerten Anteil. Die häufigsten Gefäßpflanzen auf der Kuppe des Polygonwalles sind z.B. Süßgräser wie *Poa arctica*, *Trisetum sibiricum* und Kräuter wie *Lagotis glauca*, *Astragalus umbellatus*, *Pyrola rotundifolia* und *Saxifraga nelsoniana*. Die Moos- und Flechtenschicht auf den Polygonwällen dominiert

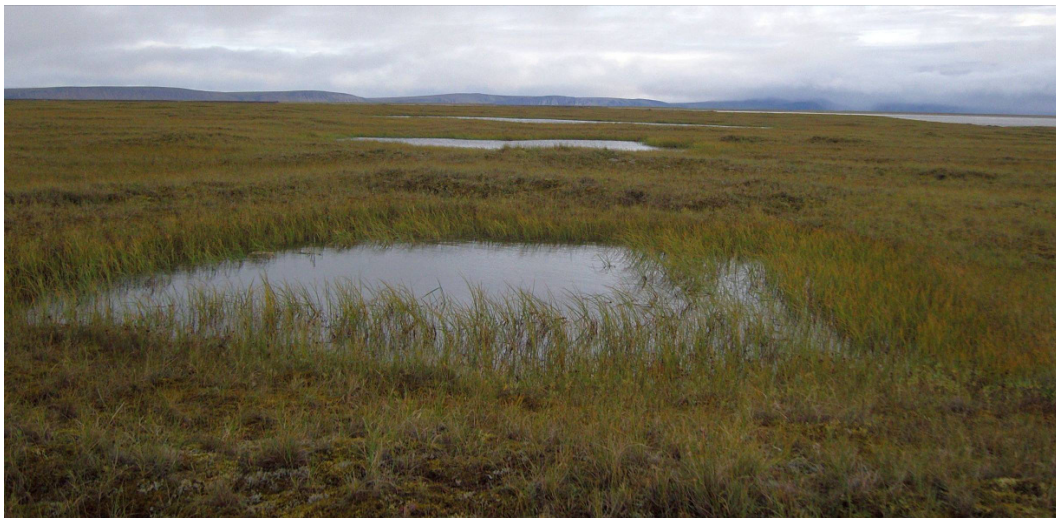


Abb. 2.6: Polygonsee (5 - 10 m) mit *Carex*-Bewuchs am Ufer und offener Wasserfläche in der Mitte.

*Hylocomium splendens* mit 60 bis 70% Bedeckungsgrad. Im Zentrum ist hingegen *Limprichtia revolvens* die vorherrschende Art. Flechten kommen nur auf den Wällen vor mit einem Bedeckungsgrad von 10%. Den höchsten Deckungsgrad hat *Peltigera aphthosa* (Kutzbach, 2000).

## 3. Methoden

### 3.1. Wasserbilanz

Die quantitative Beschreibung des Wasserhaushaltes führt auf der Grundlage des Massenerhaltungssatzes zur Wasserbilanz, die sich jeweils für bestimmte Flächen und Zeiträume aufstellen lässt. Die Wasserbilanzgleichung

$$P - ET - Q = \Delta S \quad (3.1)$$

besteht aus den Komponenten Niederschlag  $P$ , Abfluss  $Q$ , Verdunstung (Evapotranspiration)  $ET$  und der Änderung des Speichers  $\Delta S$  (Dyck & Peschke, 1995).

#### 3.1.1. Niederschlag

Der Niederschlag ist die wichtigste Eingangsgröße für den Wasserhaushalt hydrologischer Systeme (Dyck & Peschke, 1995). Zum Niederschlag gehören alle Kondensationsprodukte, die aus der Atmosphäre auf die Oberfläche der Erde gelangen. Niederschlag entsteht, wenn feuchte Luft unter ihren Taupunkt abkühlt und anschließend Kondensation einsetzt. Es lassen sich drei Arten von Niederschlägen unterscheiden. Der größte Teil des Niederschlags ist Wasser, das in der Atmosphäre kondensiert und in flüssiger Form als Regen oder in fester Form als Schnee, Hagel oder Eiskörner die Erde erreicht, dieser wird als *fallender Niederschlag* bezeichnet. Eine weitere Form ist der *absetzende Niederschlag*. Dazu gehören Tau, Reif und Glätteis, Wasser, welches direkt an Gegenständen oder Oberflächen kondensiert oder resublimiert. Als Resublimation wird der umgekehrte Prozess der Sublimation bezeichnet. Es ist der Übergang vom gasförmigen in den festen Aggregatzustand. Der flüssige Aggregatzustand wird hierbei übersprungen. Die dritte Art ist der *abgefangene Niederschlag*, Wasser, das in flüssiger oder fester Form in der Atmosphäre kondensiert und durch Luftströmungen an Gegenständen (Vegetation oder Gebäude) abgefangen wird (Dyck & Peschke, 1995).

### 3.1.2. Verdunstung

Der Wasserhaushalt wird wesentlich durch die Verdunstung bestimmt. Die Gebietsverdunstung eines Einzugsgebietes wird als *Evapotranspiration*  $ET$

$$ET = EV + T \quad (3.2)$$

bezeichnet und setzt sich aus zwei Teilprozessen, der *Evaporation*  $EV$  und der *Transpiration*  $T$ , zusammen (Dyck & Peschke, 1995). Die *Evaporation* beschreibt den physikalischen Vorgang, bei dem Wasser bei Temperaturen unter dem Siedepunkt vom flüssigen oder festen in den gasförmigen Aggregatzustand übergeht. Die Verdunstung erfolgt von unbewachsenen Erdoberflächen (Boden-, Schnee-, Eisverdunstung), von auf Pflanzenoberflächen zurückgehaltenem Wasser (Interzeptionsverdunstung) und von freien Wasseroberflächen (Gewässerverdunstung) (Dyck & Peschke, 1995). Die *Transpiration* ist die physiologisch regulierte Abgabe von Wasserdampf durch die oberirdischen Organe der Pflanzen an die Atmosphäre (Pflanzenverdunstung). Dabei werden im Allgemeinen 90 bis 95% des Wasserdampfes durch die Spaltöffnungen (Stomata) der Blätter abgegeben (stomatäre Transpiration) und nur 5 bis 10% durch die Kutikula (kutikuläre Transpiration) (Dyck & Peschke, 1995). Die stomatäre Transpiration der Pflanzen kann den Umweltbedingungen angepasst werden und durch Öffnen bzw. Schließen der Stomata aktiv reguliert werden. Als *potentielle Verdunstung* wird die Verdunstung von einer freien Wasseroberfläche unter den im Gebiet herrschenden Bedingungen bezeichnet. Der direkte Übergang eines Stoffes aus dem festen in den gasförmigen Aggregatzustand ohne die flüssige Zwischenstufe heißt *Sublimation*.

### 3.1.3. Abfluss

Das dritte Element des Wasserhaushaltes ist der Abfluss aus einem Gebiet. Er ist das Ergebnis der Transformation des Gebietsniederschlags durch das Einzugsgebiet (Dyck & Peschke, 1995), d.h. die *ober- und unterirdische* Bewegung des nicht verdunstenden Niederschlagswassers. Der *Abfluss*  $Q$

$$Q = Q_S + Q_I + Q_G \quad (3.3)$$

besteht aus dem *Oberflächenabfluss*  $Q_S$  (Bewegung des Wassers auf der Landoberfläche und in den Gerinnen), dem *Zwischenabfluss*  $Q_I$  (Wasserbewegung in der

ungesättigten Bodenzone) und dem **Grundwasserabfluss**  $Q_G$  (Wasserbewegung in der gesättigten Bodenzone) zusammen. Die Fließbewegung erfolgt unter Einfluss der Schwerkraft in Richtung eines Vorfluters. Der Abfluss ist als ein **Wasservolumen** messbar, **das einen bestimmten Fließquerschnitt in einer Zeiteinheit durchfließt** und einem Einzugsgebiet zuzuordnen ist (DIN 4049, 1994). Die zeitliche und räumliche Verteilung bzw. die Art des Niederschlages ist von großer Relevanz für den Abfluss. Fällt der Niederschlag als Schnee, verzögert sich die Abflussantwort. Kurze Niederschlagsereignisse oder Ereignisse von geringer Intensität tragen unter Umständen gar nicht oder kaum zum Abfluss bei, da die geringen Wassermengen relativ schnell durch die Verdunstung aufgebraucht werden können. Neben der Art und zeitlichen Verteilung des Niederschlages bestimmt in einem hohen Maße die Morphologie des Einzugsgebietes die Abflussreaktion.

### 3.1.4. Speicher

Als Speicher tritt das innerhalb eines Gebietes oberirdisch und unterirdisch zurückgehaltene bzw. befindliche Wasser in Erscheinung und wird als **Gebiets-/Gesamtspeicher**  $\Sigma\Delta S$

$$\Sigma\Delta S = \Delta S_O + \Delta S_U \quad (3.4)$$

bezeichnet. Zu den oberirdischen Speichern  $\Delta S_O$  zählen **Interzeptionsspeicher** (auf Blättern oder anderen Pflanzenteilen zwischengespeichertes Wasser), **Muldenspeicher** (in kleinen Unebenheiten gespeichertes Wasser), **Schneespeicher** (in der Schnee- und Eisdecke gespeichertes Wasser) und **Gerinne- oder Seenspeicher** (in Fließ- oder Standgewässern gespeichertes Wasser). Der unterirdische Speicher  $\Delta S_U$  besteht aus dem **Bodenwasserspeicher** (Wasser im Boden, das gegen die Schwerkraft gehalten werden kann) und **Grundwasserspeicher** (Wasser, das im Grundwasserleiter gespeichert wird) (Dyck & Peschke, 1995). Eine Änderung der einzelnen **Speicher**  $\Delta S$

$$\Delta S = P + Q_G + Q_O - ET \quad (3.5)$$

kann durch **Niederschlag**  $P$ , **Evapotranspiration**  $ET$ , **oberflächlichen Zu-/Abfluss**  $Q_O$  und **Grundwasserab-/zufluß**  $Q_G$  erfolgen und zeigt sich z.B. in einer Änderung des Wasserstandes in Gewässern oder des Wassergehalts im Boden.



## 3.2. Besonderheiten der Permafrostgebiete

Der Permafrost hat in arktischen Gebieten große Auswirkungen auf die Hydrologie. Der Permafrost fungiert als eine undurchlässige Schicht im Boden und behindert die Bewegung des Grundwassers (French, 2007). Eine Wasserbewegung im Boden findet überwiegend nur im getauten Teil des Bodens statt. Der obere Teil des Untergrundes in Gebieten mit Permafrost, der im jahreszeitlichen Wechsel auftaut und wieder gefriert, heißt „**Auftauboden**“ oder „**active layer**“ (Abb. 3.1). Diese Schicht ist dynamisch in der Mächtigkeit, vom Frühjahr bis zum frühen Herbst nimmt die Mächtigkeit zu. Wenn der Energieinput durch die Sonneneinstrahlung nicht mehr ausreicht, beginnt der Boden wieder zu gefrieren. Nach 3 - 4 Wochen ist der Boden dann wieder vollständig gefroren (Woo, 1986). Sämtliche Wasserbewegungen im

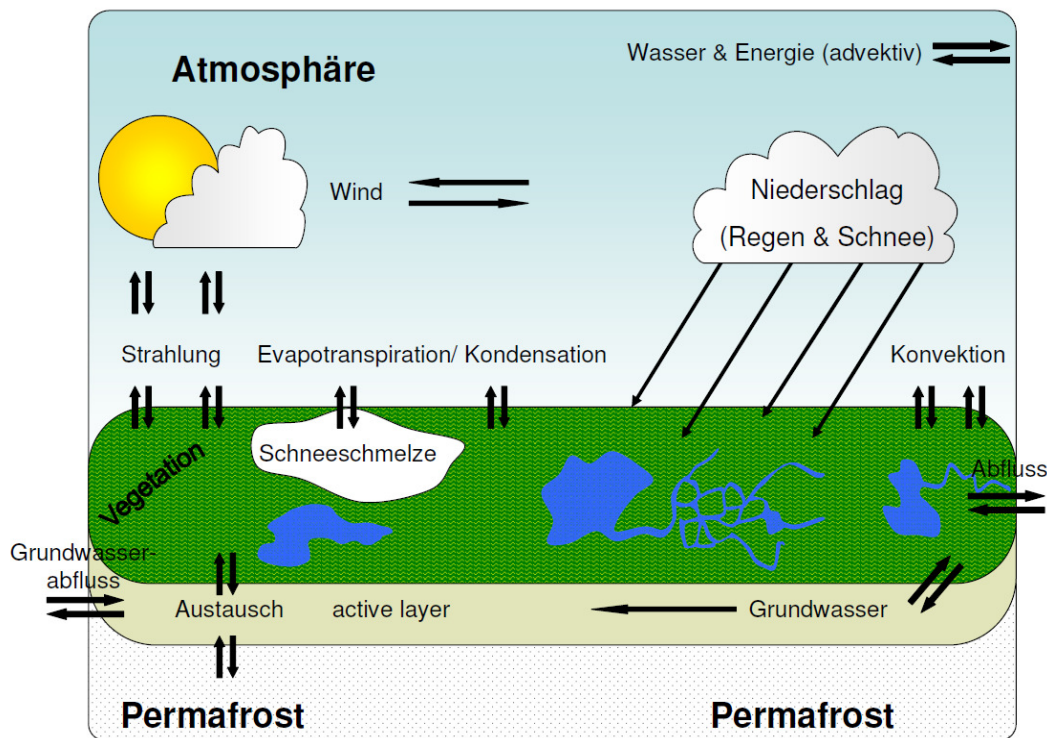


Abb. 3.1: Wechselwirkung von Atmosphäre und Landoberfläche mit den physikalischen Prozessen, die den Wasserhaushalt bestimmen (nach Kane & Yang, 2004).

Boden sind auf die Zeit beschränkt, in der der Boden getaut ist bzw. es einen „**active layer**“ gibt. Die Mächtigkeit des „**active layer**“ ist daher für den Wasserhaushalt entscheidend (Hinzman et al., 2003). In der hohen Arktis beträgt die Mächtigkeit des

„*active layer*“ gewöhnlich nur wenige Zentimeter, nach Süden hin wird er mächtiger (bis zu 10 m) (Davis, 2001). Es gibt nicht nur jahreszeitliche Unterschiede, die Mächtigkeit des Auftaubodens kann auch von Jahr zu Jahr variieren, abhängig von Temperatur, Vegetation, Drainage, Wassergehalt, Hangexposition und -neigung, Boden- oder Sedimenttyp sowie der Schneebedeckung. Neben den saisonal gefrorenen bzw. getauten Bereichen im Boden, treten auch ständig ungefrorene Bereiche im Untergrund der Permafrostgebiete auf, die Talik genannt werden. Damit werden sowohl ungefrorene Bereiche innerhalb des Permafrostes („*Intrapermafrosttalik*“) als auch der ungefrorene Untergrund unter dem Permafrost („*Subpermafrosttalik*“) bezeichnet. Taliki können eine Degradation des Permafrostes anzeigen. Sie können u.a. durch lokale Wärmequellen (z.B. durch Grundwasserzirkulation, nicht durchgefrorene Seen, anthropogene Wärmequellen) hervorgerufen werden. Man unterscheidet nach ihrer Lage zum Permafrost folgende Taliki: **geschlossener Talik**: vom Permafrost umschlossen und **offener Talik**: mit Verbindung zum Auftauboden. Neben den Grundwasserbewegungen bzw. dem Grundwasserabfluss wird auch das Oberflächenabflussregime stark durch die den größten Teil des Jahres gefrorenen Bodenzonen beeinflusst. Im Frühjahr zur Schneeschmelze ist der „*active layer*“ von sehr geringer Mächtigkeit, das darunterliegende Substrat ist nahezu undurchlässig für Wasser und verhindert eine Perkolation in tiefere Bodenzonen (Woo, 1986). Die Schneeschmelzperiode ist nach 2 - 3 Wochen beendet (Bigras, 1990; Bowling et al., 2003). In diesem Zeitraum sind die Abflussbeiwerte um das 4-fache höher, vergleicht man sie mit den Werten am Ende des Sommers, wenn der „*active layer*“ seine volle Mächtigkeit erreicht hat (Mendez, 1998; Woo et al., 2008). Während des Sommers findet die Wasserbewegung nur unterirdisch statt und wird stark durch die Mikrotopografie der polygonalen Tundra eingeschränkt (Woo, 1986, Woo & Guan, 2006).

### 3.3. Felddaten und Experimente

#### 3.3.1. Schneedecke

Zur Bestimmung der Schneedecke wurden vom 25. April bis 02. Mai Beprobungen von 8 verschiedenen auf der Insel Samoylov räumlich

verteilten Polygonen durchgeführt (M. Langer, AWI). Mit einem Metallzylinder (Innendurchmesser: 5,9 cm) wurden Schneekerne gezogen und anschließend gewogen und die Mächtigkeit bestimmt. Aus der Mächtigkeit und dem Gewicht wurden die Dichte und das Schneewasseräquivalent (SWE) berechnet. Das SWE einer Schneedecke stellt die Höhe einer gedachten Wassersäule über einer horizontalen Fläche an einem Ort zu einem bestimmten Betrachtungszeitraum dar (DIN 4049). Es wurden an den 8 Polygonen jeweils 9 Proben für den Wall, den Hang und das Zentrum genommen. Insgesamt wurden 216 Schneekerne ausgewertet und die mittlere Schneedecke für die Insel berechnet.

### 3.3.2. Verdunstung

#### 3.3.2.1. Verdunstungsmessungen

Die Messung der Verdunstung erfolgte mittels eines Eddy-Kovarianz-Systems (Abb. 3.2), das sich seit 2007 auf der Insel befindet. Die Eddy-Kovarianz-Methode erlaubt die direkte Messung des Energie-, Wasser- und Spurengasaustausches zwischen der Landoberfläche und der bodennahen Atmosphäre. Es wird davon ausgegangen, dass jeglicher Transport zwischen bodennaher Grenzschicht und Atmosphäre durch turbulenten Austausch vonstatten geht. Diese räumlich begrenzten Turbulenzen werden auch „*Eddies*“ genannt. Sie bilden die Basis zum Beispiel für Wärme- oder Feuchtigkeitsaustausch zwischen tiefer und höher gelegenen Luftschichten. Mit der Eddy-Kovarianz-Methode wird die Verdunstung auf Grundlage dieses vertikalen latenten Wärmestroms  $Q_E$  ermittelt. Die Evapotranspiration  $ET$

$$ET = \frac{Q_E}{\rho_{water} \cdot L_V} \quad (3.6)$$

ist durch die Verdunstungswärme  $L_V$  und die Dichte von Wasser  $\rho_{water}$  mit dem latenten Wärmestrom  $Q_E$  verbunden. Der Messaufbau besteht aus einem Datenlogger (CR 3000 Campbell Scientific) mit einem  $CO_2$  und  $H_2O$  Gasanalysator (Licor CS 7500), sowie einem dreidimensionalen Schall-Anemometer (C-SAT 3D) in 2,4 m Höhe. Aus hochfrequenten Messungen (20 Hz) der horizontalen und vertikalen Windkomponente, der Temperatur am Sensor und der spezifischen Feuchte der Luft lässt sich jeweils die Kovarianz zur vertikalen Windkomponente bilden (Foken, 2003).

Anschließend kann man den latenten Wärmestrom und damit die Evapotranspiration ermitteln. Die Datenaufbereitung wurde durch M. Langer (2011) durchgeführt. Das Einzugsgebiet für den latenten Wärmestrom wird als Footprint bezeichnet. Durch ein Footprint-Modell, das wichtige Eingangsparameter wie Messhöhe, Rauigkeitslänge, Stabilität, Standardabweichung der lateralen Windkomponente und Windgeschwindigkeit berücksichtigt, lässt sich das Einzugsgebiet des Messpunktes berechnen (Foken, 2003). Für die Daten von Samoylov wurde ein Footprint-Modell von Schmid (1994) verwendet und der Footprint für jedes Messintervall berechnet. Im Messzeitraum waren Windrichtungen aus NW und OSO leicht dominierend. Der mittlere Footprint lag bei einem Durchmesser von 100 m (Langer et al., 2011). Die gemessene und berechnete Evapotranspiration wurde für die gesamte Insel als konstant angesehen und für alle Landschaftseinheiten der Insel angesetzt. Je nach



**Abb. 3.2: Eddy-Kovarianz-System auf Samoylov.**

Wetterbedingungen ändert sich der Footprint des Eddy-Kovarianz-Systems, also die Bereiche, die den Evapotranspirationswert beeinflussen. Im Mittel entsprach der Footprint der Verteilung von trockenen und feuchten Standorten auf der Insel. Zusammen mit den Unsicherheiten der Methode an sich, kann man von einem mittleren Fehler von  $\pm 20\%$  ausgehen (Langer et al., 2011).

### 3.3.2.2. Verdunstungsmodellierung

Neben der direkten Messung der Verdunstung wird die Evapotranspiration  $ET$  der Landoberfläche während des Ausfalls des Eddy-Kovarianz-Systems im Zeitraum vom 1. Juni bis 6. Juni und 9. Juli bis 29. Juli über einen Gradientenansatz beschrieben. Die Evapotranspiration  $ET$

$$ET = \frac{-\rho_{air}}{r_a + r_s} (q(z_m) - q(z_{surf})) \quad (3.7)$$

wird dabei aus der Differenz der spezifischen Feuchte  $q(z_m)$  in der Messehöhe von 2 m und an der Bodenoberfläche  $q(z_{surf})$ , sowie der Dichte der Luft  $\rho_{air}$ , dem aerodynamischen Widerstand  $r_a$  und dem Oberflächenwiderstand des Bodens und der Vegetation gegen die Verdunstung  $r_s$  berechnet (Garratt, 1994). Die spezifische Feuchte in einer Messehöhe  $q(z_m)$  und an der Bodenoberfläche  $q(z_{surf})$  stellt das Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Gesamtmasse der feuchten Luft dar (3.7). Mit Hilfe der idealen Gasgleichung ergibt sich eine Näherung für die spezifische Feuchte  $q$

$$q \approx 0.622 \frac{E}{\rho} \text{ oder } q \approx 0.622 \frac{e}{\rho}, \quad (3.8)$$

mit dem Verhältnis des Wasserdampfdruckes bei gesättigten Bedingungen  $E$  bzw. ungesättigten Bedingungen  $e$  und des Luftdruckes  $\rho$ . Der Wasserdampfdruck  $E$  bzw.  $e$  (gesättigt/ungesättigt), der für die Berechnung der spezifischen Feuchte benötigt wird, kann mit Hilfe der Magnus-Formel (Murray, 1967; Sonntag, 1990; Foken, 2003)

$$E = 6.11 \cdot \exp^{\frac{17.62 \cdot T(h)}{243.12 + T(h)}} \quad (3.9)$$

ermittelt werden, dabei ist  $T(h)$  die Temperatur in einer bestimmten Höhe (Lufttemperatur in 2 m  $T_{air}$  bzw. Bodenoberflächentemperatur  $T_{surf}$ ). Der Wasserdampfdruck  $e$  bei ungesättigten Bedingungen wird mit der relativen Feuchte berechnet. Da es keine direkte Messung von Bodenoberflächentemperatur  $T_{surf}$  gibt, wird diese durch das Stefan-Boltzmann-Gesetz

$$T_{surf} = \sqrt[4]{\frac{RL}{5.67 \cdot 10^{-8}}} - 273.15, \quad (3.10)$$

mit der langwelligen Strahlung  $RL$  und der Stefan-Boltzmann-Konstante, errechnet. Für die Berechnung des latenten Wärmeflusses wird der aerodynamische Widerstand  $r_a$  benötigt. Die Formel für den aerodynamische Widerstand  $r_a$

$$r_a = \frac{\left[ \ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) \right]^2}{k^2 \cdot u_{zm}} \quad (3.11)$$

setzt sich aus  $z_m = 2 \text{ m}$  der Messhöhe,  $z_0 = 10^{-3} \text{ m}$  der Rauigkeitslänge, der Kármán-Konstante  $k = 0,4$  und  $u_{zm}$  der Windgeschwindigkeit zusammen. Die Formel (3.11) gilt nur unter neutralen Bedingungen (Foken, 2003). Neutrale Bedingungen dominieren die atmosphärische Schichtung im Untersuchungsgebiet und im Messzeitraum (Langer et al., 2011). Des Weiteren wird der angepasste Oberflächenwiderstand  $r_s = 50 \text{ sm}^{-1}$  benötigt, der den Oberflächenwiderstand des Bodens und der Vegetation gegen die Verdunstung beschreibt (Langer et al., 2011).

### 3.3.3. Abfluss

#### 3.3.3.1. Gefäßmessung

Eine einfach zu handhabende und verhältnismäßig genaue Methode zur Bestimmung von Abflüssen ist die Messung mit Auffanggefäßen. Das Wasser wird hierfür in geeichte Messbehälter geleitet und die benötigte Zeit bis zur Füllung bestimmt bzw. die nach einer gemessenen Zeitspanne eingelaufene Wassermenge an einer Skala im Messgefäß abgelesen. Die Gefäßmessung eignet sich besonders für geringe Abflüsse an Wehren mit Überlauf oder Überfall. Der Abfluss ausgewählter Bäche auf der Insel Samoylov wurde nach dieser Methode unter Verwendung eines 15 l Eimers mit 1 l Skaleneinteilung und einer Stoppuhr bestimmt. Die Messgenauigkeit bewegt sich bei diesem Vorgehen bedingt durch Ablesefehler im Bereich von  $\pm 10\%$ , also im Falle der gemessenen Abflüsse auf Samoylov bei 0,02 bis  $0,25 \text{ l s}^{-1}$  je nach Länge des Zeitintervalls und der aufgefangenen Abflussmenge.

#### 3.3.3.2. Thomson-Überfallwehr

Mit Thomson-Überfallwehren oder V-Wehren werden Abflüsse bis  $60 \text{ l s}^{-1}$  gemessen. Erfinder und Namensgeber war der irisch-schottische Wissenschaftler, Ingenieur und Erfinder James Thomson (\*1822 bis †1892). Thomson-Überfallwehre

bieten den Vorteil gegenüber rechteckigen Querschnitten, dass sie auch bei sehr geringen Abflüssen noch genaue Werte liefern. Hierzu wird im Gerinnequerschnitt ein

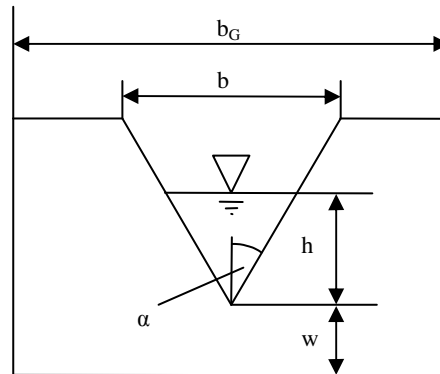


Abb. 3.3: Schematische Darstellung eines Thomson-Wehrs (nach Kulin & Compton, 1975).

Wehr mit einer Kerbe in Form eines gleichschenkligen Dreiecks (Abb. 3.3) installiert und der Wasserstand im Wehrbecken gemessen. Der Abfluss durch das Wehr (Durchfluss)  $Q$  ergibt sich aus folgender Formel (Kulin & Compton, 1975)

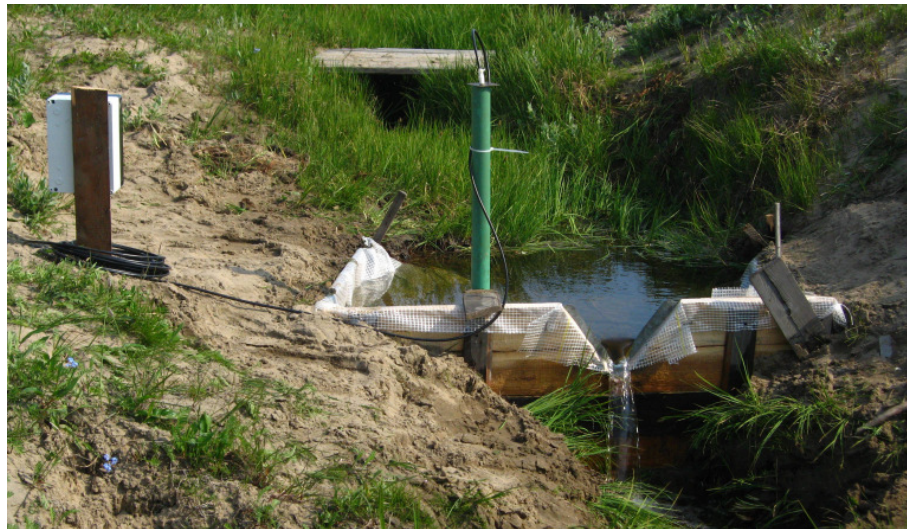
$$Q = \frac{8}{15} \mu \sqrt{2g} \cdot \tan \alpha \cdot h^{\frac{5}{2}}, \quad (3.12)$$

wobei  $h$  die Überfallhöhe,  $w$  der Abstand des Thomson-V über dem Grund,  $g$  die Erdbeschleunigung und  $\alpha$  der halbe Öffnungswinkel des Dreieckwehrs sind. Der Überfallbeiwert  $\mu$  ist von den Verhältnissen  $b/b_G$  und  $h/w$  abhängig (Tabelle 3.1).

Tabelle 3.1: Tabellarische Darstellung der Berechnung des Überfallbeiwertes  $\mu$  für verschiedene Verhältnisse von  $b/b_G$  (Kindsvater, 1964)

$b/b_G$	Überfallbeiwert $\mu$	$b/b_G$	Überfallbeiwert $\mu$
1,0	$0,602 + (0,075 h)/w$	0,4	$0,591 + (0,0058 h)/w$
0,9	$0,599 + (0,064 h)/w$	0,3	$0,590 + (0,0020 h)/w$
0,8	$0,597 + (0,045 h)/w$	0,2	$0,589 - (0,0018 h)/w$
0,7	$0,595 + (0,030 h)/w$	0,1	$0,588 - (0,0021 h)/w$
0,6	$0,593 + (0,018 h)/w$	0,0	$0,587 - (0,0023 h)/w$
0,5	$0,592 + (0,011 h)/w$		

Die auf der Insel Samoylov eingebauten Wehre (Abb. 3.4) wurden aus 15 cm breiten Holzbrettern gebaut. Die V-Einschnitte definierten 1,5 mm starke Metallbeschläge, die eine scharfe Abrisskante gewährleisteten. Der Winkel  $\alpha$  betrug  $35^\circ$ . Zur Abdichtung nach hinten diente eine stabile Gewebeplane, die ein Um- und Unterspülen verhindern sollte. Zur Kontrolle des Wasserstandes wurde auf der einen Seite eine Pegellatte und auf der anderen ein Drucksensor (Sensortechinices: BTE6000) mit einer Genauigkeit von  $\pm 0,2\%$  der Messspanne installiert. Der Drucksensor wurde zum Schutz vor Schwebstoffen und Sedimentation in ein perforiertes PVC-Rohr eingelassen. Dieser Drucksensor war mit einem Datenlogger (Campbell Scientific, Inc.: CR 200 Series)



**Abb. 3.4: Foto des Wehrs AQ1 mit Drucksensor, das auf Samoylov am 16. Juli 2008 errichtet wurde.**

verbunden, der im Intervall von 30 min automatisch den Wasserpegel registrierte. Da die Wasserstände der Pegelsonden eine geringe Temperaturabhängigkeit aufwiesen, wurden zur Korrektur der gemessenen Werte (gemäß Datenblatt der Drucksonden) simultan die Wassertemperaturen mit einem Temperatursensor (Campbell Scientific, Inc.: L-109 Thermistor mit einem Temperaturbereich von  $-50$  bis  $+70$  °C) aufgenommen. Für die Wehre in der beschriebenen Ausführung ergab sich die exemplarisch abgebildete Wasserstand-Abfluss-Beziehung (Abb. 3.5): die relative Genauigkeit der Abflussmessung ist aufgrund der Beziehung  $h \sim Q^{\frac{2}{5}}$  sowohl bei kleinen als auch bei großen Abflüssen adäquat, da auch Veränderungen bei geringen Abflüssen eine deutliche Veränderung des Wasserstandes hervorrufen.



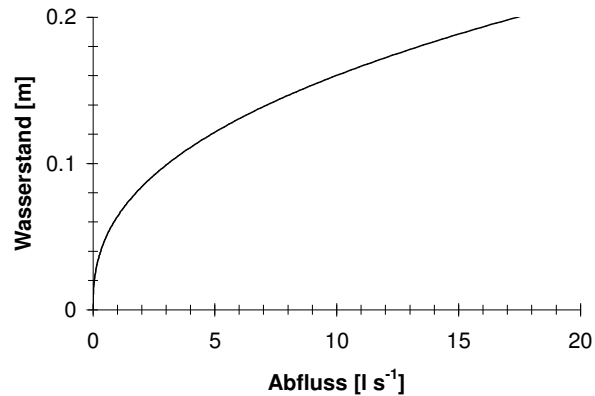


Abb. 3.5: Wasserstand-Abfluss-Beziehung vom Wehr AQ1 mit Wasserstand in [m] und Abfluss in [l s<sup>-1</sup>].

### 3.3.3.3. Salzverdünnungsmethode

Wenn aufgrund der örtlichen Gegebenheiten keine festen Messeinrichtungen wie zum Beispiel Wehre oder Rinnen installiert werden können und auch kein stabiler Messquerschnitt im Gewässer vorhanden ist, werden häufig Verdünnungsmethoden zur Abflussmessung eingesetzt. Bei der Verdünnungsmethode wird dem fließenden Wasser

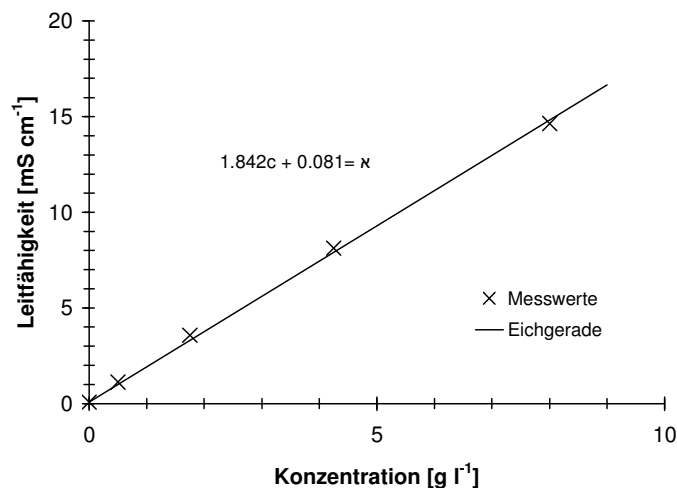


Abb. 3.6: Darstellung der Eichgerade für die Leitfähigkeit  $\kappa$  in [mS cm<sup>-1</sup>] in Abhängigkeit zur Salzkonzentration  $c$  in [g l<sup>-1</sup>] vom 14. Juli 2008 im Abfluss AQ1.

an einer Impfstelle (Impfquerschnitt) ein Markierstoff (Tracer) zugesetzt. Anschließend wird dessen Verdünnung nach Durchlaufen der Messstrecke im Messquerschnitt bestimmt. Unter Voraussetzung einer völligen Durchmischung des Markierstoffes mit dem fließenden Wasser ist die Verdünnung proportional zum Abfluss des Gewässers, sodass aus der Verdünnungsmessung der gesuchte Durchfluss berechnet werden kann

(Dyck & Peschke, 1995). Werden als Markierstoff (Tracer) Elektrolyte zugegeben, spricht man von der Salzverdünnungsmethode (Aastad et al., 1928, 1954; Østrem, 1964). In diesem speziellen Fall der Verdünnungsmethode wird eine Natriumchloridlösung (NaCl-Lösung) injiziert und an einer Messstelle die Leitfähigkeit von Beginn der Injektion bis zum Durchgang der Salzwolke gemessen. Wichtig ist dabei, dass der gesamte Salzdurchgang (Massenerhaltung) erfasst wird, d.h. Anfangs- und Endleitfähigkeit müssen identisch sein. Um von der Leitfähigkeit Rückschlüsse auf die Konzentration ziehen zu können, muss eine Eichgerade (Abb. 3.6) erstellt werden. Hierzu wurden in ein Eichgefäß 4 l Wasser mit der Grundleitfähigkeit von  $81 \mu\text{S cm}^{-1}$  gegeben und anschließend schrittweise durch Zugabe von NaCl die Ionenkonzentration erhöht. Die Messung der Leitfähigkeit erfolgte mit einem Conductometer (WTW 340i mit TeraCon 325). Ist der Zusammenhang zwischen Salzkonzentration und Leitfähigkeit bekannt, lässt sich die Durchflussmenge  $Q$  für eine Einmalzugabe Salzlösung ( $m_{\text{Salz}}$ ) ermitteln

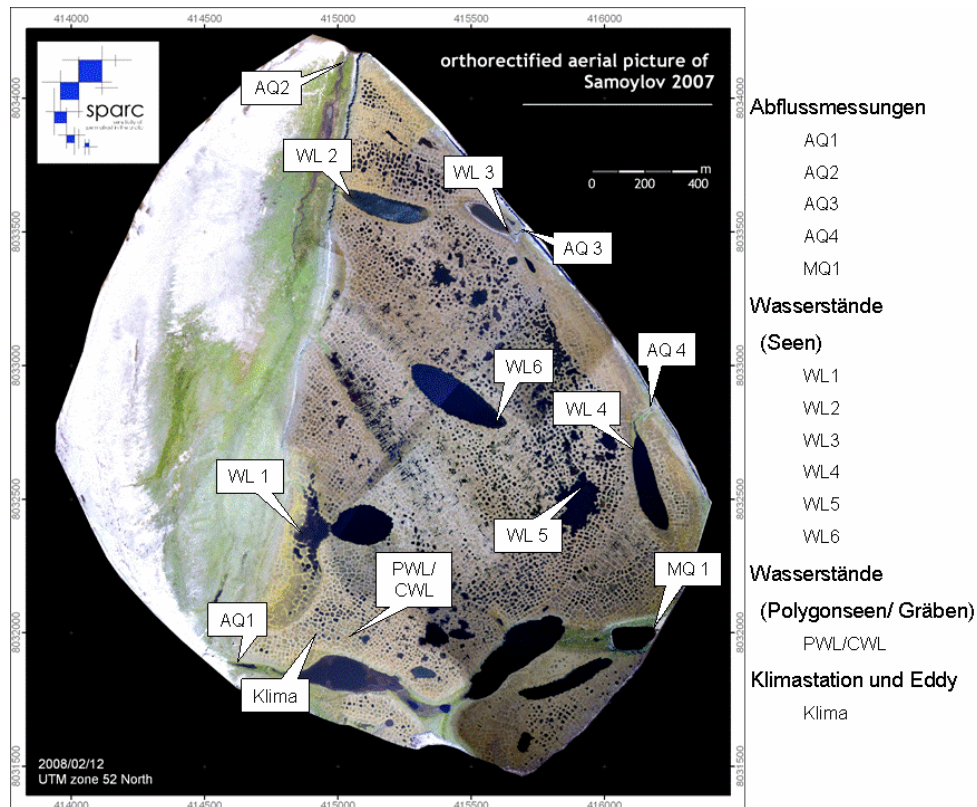
$$Q = \frac{m_{\text{Salz}}}{\int_{t=\text{Anfang}}^{t=\text{Ende}} (c - c_0) dt} \quad (3.13)$$

wobei  $c$  die Tracerkonzentration und  $c_0$  die äquivalente Tracerkonzentration der Hintergrundleitfähigkeit in  $\text{g l}^{-1}$  ist.

#### 3.3.3.4. Messpunkte/ Messintervalle

Auf der Insel Samoylov wurden insgesamt 5 Abflüsse im Sommerzeitraum (16. Juli - 22. September) gemessen (Tabelle 3.2, Abb. 3.7). Der Abfluss AQ1 befindet sich auf der Südseite der Insel direkt neben der internationalen Forschungsstation. Hier wurde das erste Wehr (AQ1) am 16. Juli 2008 errichtet. Das Einzugsgebiet ist geprägt durch die beiden zusammenhängenden Seen im südlichen Teil der Insel mit einer Fläche von ca.  $83.100 \text{ m}^2$ . Im Frühjahr ist der Abfluss der Lena durch Hochwässer beeinflusst, die durch das frühjährliche Schmelzwasser verursacht werden. Der Wasserstand reicht dann fast bis an die Forschungsstation. An der Nordspitze der Insel, am Rand der Überschwemmungsfläche, befindet sich der nächste Abfluss AQ2. Das Einzugsgebiet von AQ2 setzt sich aus Teilen der Überschwemmungsfläche und den angrenzenden Bereichen des westlichen Teils der Insel, den eine Abbruchkante von der

Überschwemmungsfläche trennt, zusammen. Das Gebiet um den Abfluss ist sehr sumpfig und wird auch während des Sommers von Hochwässern der Lena beeinflusst. An der Nordostseite der Insel befinden sich zwei weitere Abflüsse. Der erste ist AQ3 und befindet sich am Rand der Insel. Das Einzugsgebiet besteht



**Abb. 3.7: Karte der Insel Samoylov mit eingezeichneten Abflussmessstellen (AQ1, AQ2, AQ3, AQ4, MQ1), Wasserstandsmessungen in Seen, Polygonseen und Gräben (WL1 - WL6, PWL, CWL) und der Klimastation mit Eddy-Kovarianz-System (Klima) (Luftbild: Scheritz, 2008).**

hauptsächlich aus dem oberhalb gelegenen See (WL3), der nach 10 - 20 m Fließstrecke als AQ3 zum Abfluss kommt. Weiter in Richtung Südosten befindet sich der Abfluss AQ4. Er wird nach einer Fließstrecke von 150 - 200 m aus dem Thermokarstsee WL4 mit einer Fläche von ca. 25.150 m<sup>2</sup> gespeist. Der letzte Abfluss MQ1 befindet sich am Südostende der Insel in einer Senke. Durch eine ca. 5 - 10 m breite Schwelle wird er von der Lena bzw. dem Lena-Strand getrennt. Der oberhalb gelegene See hat eine Fläche von ca. 12.500 m<sup>2</sup>.

**Tabelle 3.2: Übersicht der Abflussmessstellen mit jeweiligen Wehrparametern, dem Messzeitraum und Messintervall sowie der Art der Abflussmessungen**

Name des Messpunktes	Wehrparameter	Art und Häufigkeit der Messung
AQ1 	$\alpha$ = 35° $b$ = 0,23 m $b_G$ = 1,20 m $w$ = 0,35 m	16.07.2008 07:30 - 22.09.2008 05:00 Messintervall 15 min 23 x Ablesung der Pegellatte 19 x Gefäßmessungen 2 x Salzverdünnungsmessungen
AQ2 	$\alpha$ = 35° $b$ = 0,29 m $b_G$ = 1,20 m $w$ = 0,23 m	20.07.2008 00:00 - 19.08.2008 01:00 Messintervall 15 min 13 x Ablesung der Pegellatte 9 x Gefäßmessungen 9 x Salzverdünnungsmessungen
AQ3 	$\alpha$ = 35° $b$ = 0,28 m $b_G$ = 1,30 m $w$ = 0,28 m	keine Abflussmessung
AQ4 	$\alpha$ = 35° $b$ = 0,29 m $b_G$ = 0,90 m $w$ = 0,18 m	25.07.2008 02:00 - 28.08.2008 07:00 Messintervall 15 min 14 x Ablesung der Pegellatte 14 x Gefäßmessungen
MQ1 	$\alpha$ = 35° $b$ = 0,29 m $b_G$ = 0,90 m $w$ = 0,15 m	25.07.2008 03:00 - 01.09.2008 03:00 nur manuelle Messungen 10x Ablesung der Pegellatte 7 x Gefäßmessungen 1 x Salzverdünnungsmessung

### 3.3.4. Seespiegel- und Polygonwasserstandsmessungen

Der Wasserstand in Seen und Polygonseen wurde auf die gleiche Weise wie der Wasserstand in den Messwehren bestimmt. Über Drucksensoren (Sensortechnics: BTE6000) mit einer Genauigkeit  $\pm 0,2\%$  der Messspanne wurde der Wasserstand automatisch mit einem Datenlogger (Campbell Scientific, Inc.: CR 200 Series) registriert. Zudem wurden manuelle Messungen mittels Pegellatte durchgeführt. Die Seespiegelmessungen fanden an sechs verschiedenen Seen (WL1 - WL6) statt (Abb. 3.7). Der Wasserstand wurde zwischen dem 28. Juli und 22. September gemessen. Die Seen unterscheiden sich in ihrer Größe, Tiefe und Randmorphologie (Tabelle 3.3). Der See WL1 ist im Westen durch einen diffusen Randbereich gekennzeichnet (Abb. 3.7). Dieser Teil ist sehr flach (ca. 1 m). Der östliche Teil ist klarer definiert und wesentlich tiefer. Die Seen WL2, WL3 und WL4 sind sich sehr ähnlich. Sie haben alle einen Abfluss zum Inselrand und ein klar definiertes Ufer (Abb. 3.7). WL3 ist sehr flach ( $<1$  m) und zeichnet sich durch wenig Bewuchs und sandige Verlandungsbereiche am Rand aus. Der See WL5 ist ein Thermokarstsee, der sich noch

**Tabelle 3.3: Übersicht der Seen WL1 - WL6 hinsichtlich maximaler Tiefe (maxT) [m], mittlerer Tiefe (mT) [m], Fläche [m<sup>2</sup>] und dem Volumen (V) [m<sup>3</sup>] berechnet aus der mittleren Tiefe (mT) und der Fläche (A) aufgenommen 2008 (Quelle: I. Fedorova)**

Name	maxT [m]	mT [m]	A [m <sup>2</sup> ]	V [m <sup>3</sup> ]
WL1	6,4	2,3	41.119	104.820
WL2	/	/	21.968	/
WL3	/	0,8	9.178	7.342
WL4	/	/	25.150	/
WL5	3,4	0,8	21.188	17.950
WL6	5,7	2,4	40.714	96.829

in der Entstehung befindet. Der Randbereich ist durch absinkende Polygone gekennzeichnet (Abb. 3.7). Im Zentrum der Insel befindet sich der große Thermokarstsee (WL6), er ist mit 6,4 m der tiefste der Seen und hat keinen direkten Abfluss. Die Messung des Polygonwasserstandes fand an einem Transekt über drei Polygone (PWL1 bis PWL3) und einem Graben (CWL1) zwischen den Polygonen

PWL1 und PWL2 statt (Abb. 3.8). Die Polygone PWL1 und PWL2 befinden sich auf gleicher Höhe. Das Polygon PWL3 befindet sich ca. 25 cm tiefer liegend. Sie haben alle drei einen intakten Polygonwall und sind ringsum mit einem Graben umgeben. Der Durchmesser der Polygonseen liegt zwischen 5 und 7 m.

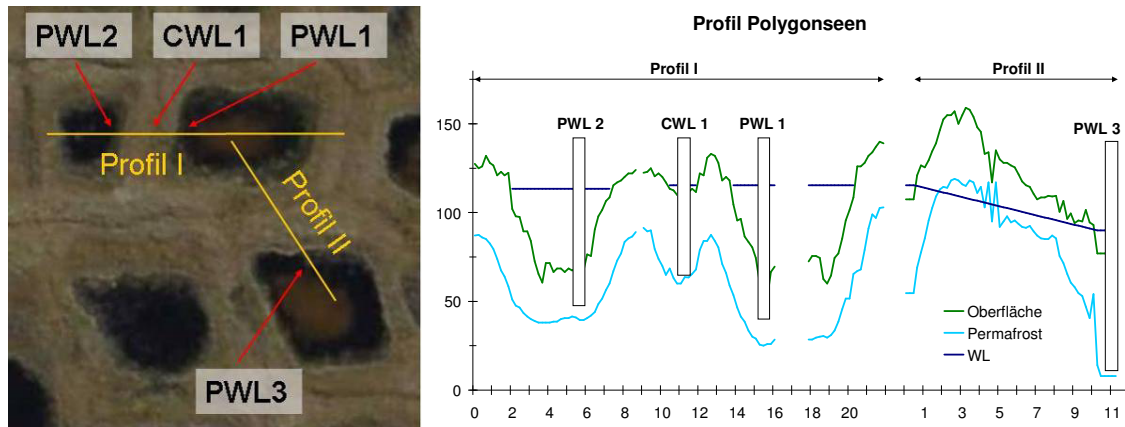


Abb. 3.8: Luftbild des Polygontransektes mit eingezeichneten Messstellen und Profillagen (links), Ansicht eines Bodenprofils über drei Polygone mit eingezeichneten Wasserstandsensoren (PWL1, PWL2, PWL3, CWL1), Wasserstand (blau), Geländeoberfläche (grün), Permafrostoberfläche (hellblau) (rechts).

### 3.3.5. Klimadaten und Bodendaten der Station Samoylov

Auf der Insel Samoylov werden seit 1998 Klima- und Bodendaten erhoben (Tabelle 3.4). An drei Bodenprofilen (Polygonzentrum, Polygonhang und Polygonwall) werden in verschiedenen Tiefen der volumetrische Wassergehalt mittels TDR, sowie die Bodentemperatur in stündlicher Auflösung aufgenommen. Als Datenlogger dient ein CR 10X (Campbell Scientific, Inc.). An der Klimastation werden Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchtigkeit, Strahlung und die Schneehöhe bestimmt (Tabelle 3.4). Zusätzlich zu den Klimaparametern wird auch der Grundwasserstand im benachbarten Polygon mit einem Drucksensor (Sensortechnics: BTE6000) gemessen. Die Auftautiefe wurde an einem repräsentativen Polygon in der Zeit vom 14. Juli bis 29. August zu fünf verschiedenen Zeitpunkten bestimmt. Mittels eines Metallmessstabes wurde in einem regelmäßigen Raster von 150 Punkten, jeweils die Eindringtiefe des Metallstabs in den „active layer“ bis zur Permafrostgrenzschicht, gemessen.

Tabelle 3.4: Übersicht der Messgeräte und der Messparameter an der Klimastation Samoylov

Symbol	Messung	Sensor
<b>Bodenstation</b>		
TS	Bodentemperatur	Campbell Scientific Termistor Probe 107
Θ	Bodenfeuchte	Campbell Scientific CS 605
<b>Klimastation</b>		
P	Niederschlag	Regen Kippwage ARG 100 / EC
u	Windgeschwindigkeit	Young Anemometer 05103-5
T50	Temperatur 0,5 m	Rotronic MP 103A
T200	Temperatur 2,0 m	Rotronic MP 103A
RH50	relative Feuchte 0,5 m	Rotronic MP 103A
RH200	relative Feuchte 2,0 m	Rotronic MP 103A
QN	Nettostrahlung	Kipp & Zonen Net Radiometer NR-Lite
SH	Schneehöhe	Campbell Scientific Sonic Ranging Sensor SR50

### 3.3.6. Weitere Datengrundlagen

Neben den Felddaten wurde ein hochaufgelöstes Luftbild (0,5 m x 0,5 m) benutzt, das mit einem Orthomosaik von 25 Bildern aus einer Höhe von 600 - 800 m erstellt wurde (Scheritz et al., 2008). Auf Grundlage dieses Luftbildes wurde ein digitales Geländemodell (DGM) mit einer Auflösung von 10 m x 10 m angefertigt. Die vertikale und horizontale Genauigkeit liegt bei 0,5 m bzw. <1 m (Scheritz et al., 2008). Des Weiteren wurde eine Klassifikation der Insel benutzt, die aus Luftbildern des Jahres 2008 erstellt wurde. Die Luftbilder wurden in den Spektralbereichen des Nahinfrarot- und des sichtbaren Lichtes im Zeitraum zwischen dem 1. und 15. August aufgenommen. Die Insel wurde mit Hilfe dieser Luftbilder in Feuchtigkeitsklassen des Bodens („*trockene Tundra*“ und „*feuchte Tundra*“) bzw. bewachsene und offene Wasserflächen eingeteilt (Muster et al., 2012).

## 4. Ergebnisse

### 4.1. Einteilung der Perioden

Das Jahr 2008 wurde in fünf bzw. sechs Perioden (Tabelle 4.1) mit jeweils einheitlichen Bedingungen eingeteilt. Die Einteilung der Perioden erfolgte anhand der Niederschlagsmenge, Regen- bzw. Trockenperioden, Vorhandensein bzw. Fehlen einer Schneedecke und Tagesdurchschnittstemperatur.

**Tabelle 4.1: Übersicht der für die Wasserbilanz gewählten Perioden 2008 mit Namen und Zeitraum**

Periode	Zeitraum
Schneebedeckung	Okt. 2007 - 01.Mai
Schneesmelze	02.Mai - 11.Jun.
feucht & kalt I	12.Jun. - 09.Jul.
warm & trocken	10.Jul. - 20.Aug.
feucht & kalt II	21.Aug. - 15.Sep.
Frieren	16.Sep. - 02.Okt. 2008

Die erste Periode mit Bedeutung für die Wasserbilanz ist der Schneedeckenaufbau bzw. die „*Schneebedeckung*“, die während des Winters entsteht. Es wird berücksichtigt, ob eine konstante Schneedecke vorhanden ist oder nicht. Daraus ergeben sich der Beginn und das Ende der Betrachtungsperiode. Der Schneedeckenaufbau begann im Oktober 2007. Die maximale Mächtigkeit und Ausdehnung der Schneedecke war gegen Ende April Anfang Mai 2008 erreicht. Ab Mai begann langsam der Abbau der Schneedecke. Die räumlich verteilten Messungen der Schneedecke fanden von Ende April bis zum 2. Mai statt. Nach diesem Zeitpunkt fand kein Zuwachs der Schneedecke mehr statt. Der 1. Mai wurde als Endpunkt des Schneedeckenaufbaus gesehen und als Zeitpunkt der maximalen Schneemenge bzw. größten Schneehöhe gewählt. Der 2. Mai war der Beginn des Abbaus der Schneedecke bzw. der Start der Schneeschmelze. In der Periode „*Schneesmelze*“ traten die ersten positiven Tagesmitteltemperaturen auf. Die erste Tagesmitteltemperatur über 0 °C

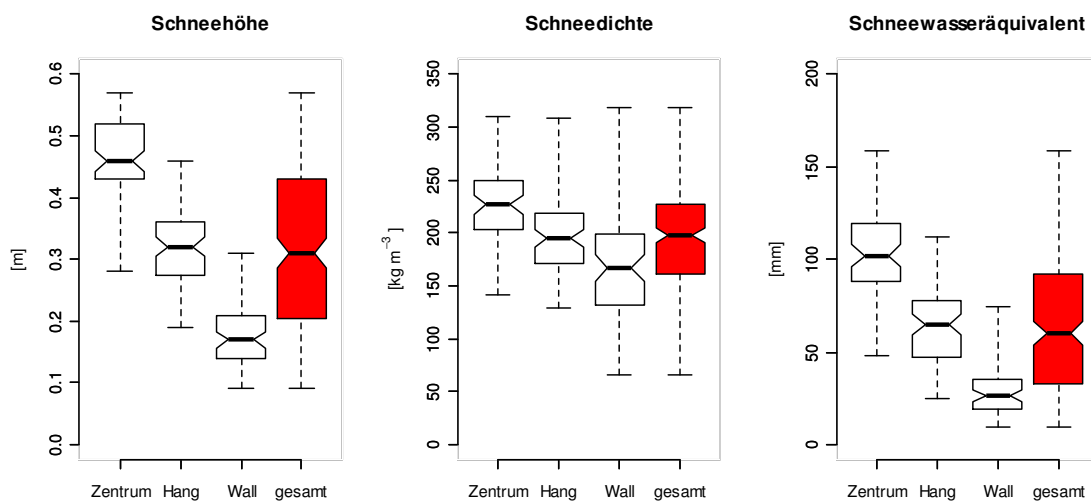


wurde am 11. Mai gemessen. Die Tageshöchsttemperaturen erreichten schon 10 °C, in der Nacht fielen sie jedoch teilweise noch unter -20 °C. Am 24. Mai war die Schneeauflage des Winters zum ersten Mal völlig verschwunden, dennoch kam es bis zum Ende der zweiten Periode am 11. Juni immer wieder zu erneuten Schneefällen und Tagesmitteltemperaturen unter 0 °C. Ab dem 12. Juni wurde kein erneuter Schneefall mehr verzeichnet, damit begann der schneefreie Sommerzeitraum, in dem die Tagesmitteltemperaturen konstant über dem Gefrierpunkt lagen. Der Sommer hielt bis zum 15. September an. Dieser ca. dreimonatige Zeitraum ließ sich in drei weitere Perioden unterteilen. Die ersten 28 Tage des Sommers waren recht niederschlagsreich, mit einem mittleren Niederschlag von 2,1 mm Tag<sup>-1</sup> und geringen Tagesmitteltemperaturen mit meist noch unter 10 °C. In einigen Nächten herrschten noch leichte Minusgrade vor, die maximale Tagestemperatur erreichte knapp 21 °C. Die Mitteltemperatur dieser Periode lag bei 6,8 °C. Aufgrund der feuchten Bedingungen und noch niedrigen Temperaturen wurde diese Periode mit „*feucht & kalt I*“ benannt. Am 10. Juli begann eine 9-tägige Wärmeperiode mit über 10 °C im Mittel und keinen bzw. nur geringen Niederschlägen. In diesem Zeitraum wurden die höchsten Tagestemperaturen von über 24 °C in diesem Jahr erreicht. Danach fiel die Temperatur etwas ab, aber in der Nacht blieb die Temperatur konstant über 0 °C. Die Niederschläge stiegen etwas an, blieben aber dennoch gering. Nach 14 Tagen mit über 12°C im Mittel endete die Periode „*warm & trocken*“ am 20. August. Ab dem 21. August sank die Temperatur auf unter 7 °C und stieg auch nicht mehr über eine Tagesmitteltemperatur von 10 °C, parallel dazu traten auch vermehrt größere Niederschlagsereignisse von über 4 mm auf. Diese Bedingungen leiteten die „*feucht & kalt II*“-Periode ein. Die Tageshöchsttemperaturen stiegen nur noch selten über 10 °C und in einigen Nächten fiel die Temperatur unter den Gefrierpunkt. Im Mittel wurden 4,2 °C erreicht. Die nächste Periode „*Frieren*“, in der noch ungefrorener Boden vorherrschte, begann mit dem ersten Schneefall am 15. September und den ersten Tagen mit einer mittleren Temperatur von unter 0 °C. Die Tageshöchsttemperaturen überschritten nur noch selten die 5°C und im Tagesmittel wurde nur noch knapp 1 °C erreicht. Ab dem 3. Oktober bildete sich eine geschlossene Schneedecke, die bis zum nächsten Jahr andauerte. Die Tagesmitteltemperaturen blieben konstant unter 0 °C und damit beginnt ein neues hydrologisches Jahr.

## 4.2. Komponenten der Wasserbilanz

### 4.2.1. Niederschlag/Schnee

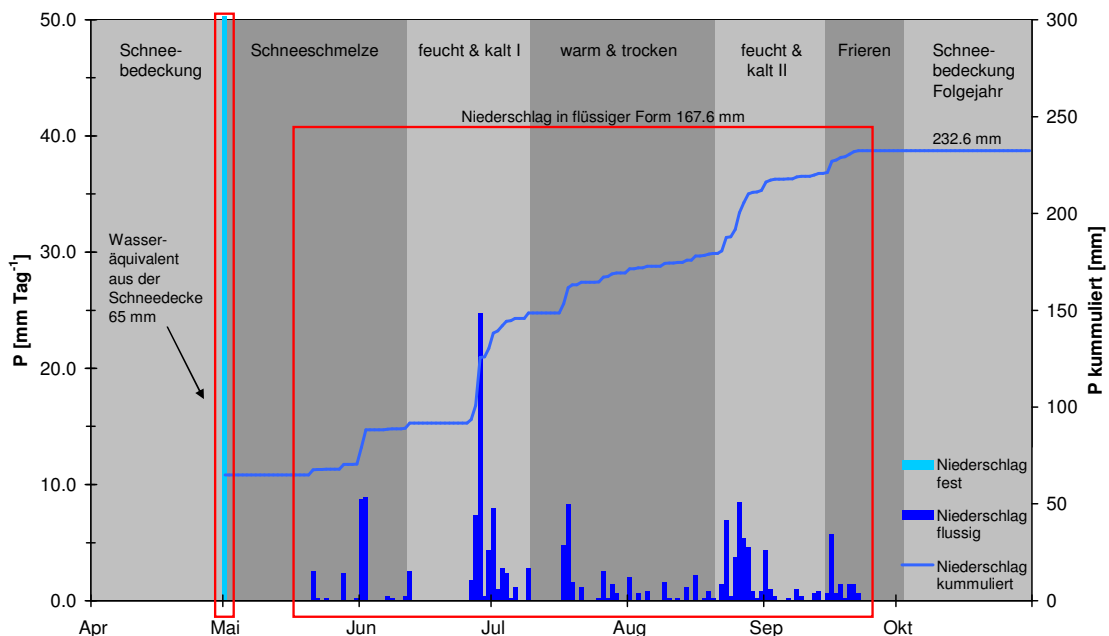
Der Wasserhaushalt der Insel Samoylov wird durch keine externen Zuflüsse gespeist. Positive Beiträge zur lokalen Wasserbilanz werden daher ausschließlich durch Niederschlag gewährleistet. Im Folgenden wird zwischen flüssigem (Regen) und festem Niederschlag (Schnee) unterschieden. Der Aufbau der Schneedecke beginnt Anfang Oktober. Ende April hat sie normalerweise ihre größte Ausdehnung und Dichte erreicht. Die Schneedecke ist stark vom Mikorelief abhängig, es gibt deutliche Unterschiede zwischen Polygonwall, Polygonzentrum und Polygonhang. Im tiefer liegenden Polygonzentrum wurde sowohl die größte Schneehöhe ( $0,46 \pm 0,07$  m), als auch



**Abb. 4.1:** Boxplots der Schneedeckenmessungen (Zentrum, Hang, Wall, gesamt) für die Schneehöhe in [m], Schneedichte in  $[\text{kg m}^{-3}]$  und das Schneewasseräquivalent (SWE) in [mm].

die größte Schneedichte ( $224 \pm 40 \text{ kg/m}^3$ ) erreicht (Abb. 4.1). Der exponierte Polygonwall hatte mit  $0,17 \pm 0,04$  m die geringste Auflage. Die Schneedichte und das SWE zeigten eine ähnliche Verteilung, wobei die Dichteunterschiede zwischen Zentrum und Wall mit 27% nicht so stark ausgeprägt waren, wie die Unterschiede der Schneehöhe im Zentrum und am Wall mit 62%. Im Mittel hatten die verschiedenen Polygonbereiche eine  $0,32 \pm 0,13$  m hohe Schneedecke mit einer Dichte von  $195 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ . Daraus ergab sich ein mittleres SWE von  $65 \pm 36$  mm. Da Polygonzentrum, -hang und -wall auf der Insel zu ähnlichen Flächenanteilen vorliegen

(Muster et al., 2012 und Langer et al., 2011), wurde der Mittelwert von 65 mm als Schätzer für die gesamte Schneedecke der Insel verwendet. Der Schnee im Winter 2007/08 machte ca. 28% des Jahresniederschlags aus. Das Abschmelzen der Schneedecke begann um den 11. Mai mit den ersten positiven Tagesmitteltemperaturen und endete am 25. Mai. Nach 10 schneefreien Tagen kam es zwischen dem 04. Juni und 11. Juni zu sporadischer Schneebedeckung durch geringen Schneefall. Der Niederschlag in flüssiger Form nahm 2008 den größten Anteil am Gesamtniederschlag ein (Abb. 4.2). Als Gesamtniederschlag fielen 232,6 mm, der flüssige Niederschlag hatte einen Anteil von 72%, was 167,6 mm entsprach. Im schneefreien Zeitraum vom 2. Mai bis 2. Oktober gab es 69 Regentage. An den Regentagen fielen im Durchschnitt



**Abb. 4.2:** Darstellung des gemessenen Niederschlags [ $\text{mm Tag}^{-1}$ ] und des kumulierten Niederschlags [ $\text{mm}$ ] der Insel Samoylov vom 2. Mai bis 2. Oktober 2008 an der Klimastation (Samoylov).

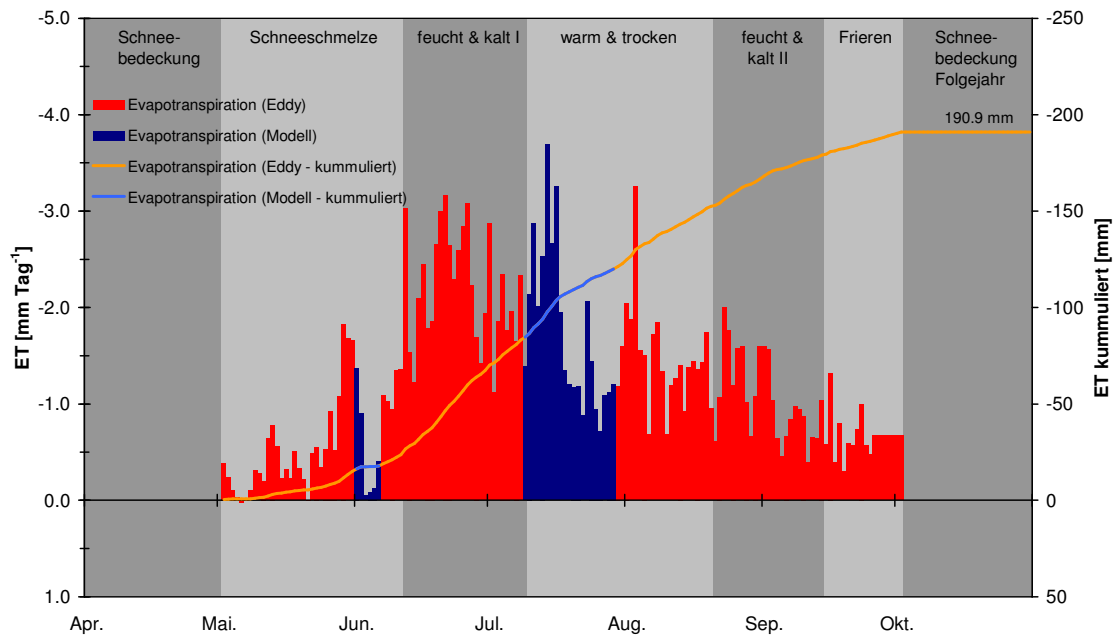
$2,4 \text{ mm Tag}^{-1}$  Niederschlag. An 85 Tagen fiel kein Regen, in den 154 Tagen der Sommerperiode fielen im Durchschnitt  $1,1 \text{ mm}$  Niederschlag pro Tag. Der maximale Tagesniederschlag ( $24,8 \text{ mm}$ ) wurde am 28. Juni gemessen. An insgesamt 10 Tagen gab es einen Niederschlag von mehr als  $5 \text{ mm Tag}^{-1}$ . In diesen 10 Tagen regnete es  $92 \text{ mm}$ , das sind  $55\%$  des sommerlichen und  $39\%$  des gesamten Jahresniederschlags. Betrachtet man den Niederschlag in den in Abs. 4.1 eingeteilten Perioden, fielen zu

Beginn und Ende des Sommers („*Schneeschnmelze*“ und „*Frieren*“) die geringsten Niederschläge. Es fielen nur etwa 15% (36,1 mm) des Jahresniederschlags. In den beiden Übergangsperioden „*feucht & kalt I & II*“ fiel der Hauptniederschlag: 43% des Jahresniederschlags (100,8 mm) mit der höchsten mittleren Intensität (2,1 bzw. 1,7 mm Tag<sup>-1</sup>), wie auch mit dem höchsten Tagesniederschlag von 24,8 mm am 28. Juni. Die Periode „*feucht & kalt I*“ teilte sich noch einmal in zwei Hälften. Der erste Teil war gekennzeichnet durch 13 Tage ohne jeglichen Niederschlag, der zweite Teil war durch sehr hohe und andauernde Niederschläge (59,4 mm) geprägt. Die 42 Tage andauernde „*warm & trocken*“-Periode hatte mit 0,7 mm Tag<sup>-1</sup> den geringsten mittleren Tagesniederschlag. Der Gesamtniederschlag von ca. 30,7 mm lag deutlich unter dem Wert der vorherigen und folgenden Periode. Die einzelnen Niederschlagsereignisse waren gleichmäßig verteilt, nur im ersten Drittel traten 2 Tage mit starkem Regen auf, die die folgenden Niederschlagstage um mehr als das Doppelte überschritten. Im Zeitraum „*feucht & kalt II*“ traten wieder andauernde und starke Niederschläge auf. In der ersten Hälfte der Periode fielen 70% der gesamten Niederschläge (41,4 mm) dieser Periode. Die letzte Periode „*Frieren*“ hatte mit 11,9 mm die geringsten Niederschläge, diese Niederschläge fielen in den ersten 8 Tagen dieser Periode. Danach gab es keine Niederschlagsereignisse mehr.

#### 4.2.2. Verdunstung

Die Messungen zur Verdunstung mittels Eddy-Kovarianz-System (Abs. 3.3.2.1) bzw. die Modellierung (Abs. 3.3.2.2) während der Stationsausfälle begann am 02. Mai. In der gesamten schneefreien Periode verdunsteten im Mittel 1,2 mm Tag<sup>-1</sup>, in der Summe 190,9 mm (Abb. 4.3). Die maximale mittlere Tagesverdunstung wurde mit 3,7 mm am 14. Juli erreicht. In der ersten Periode „*Schneeschnmelze*“ war noch bis Anfang Juni die Schneedecke vorhanden, in der Sublimation stattfand. Insgesamt verdunsteten/sublimierten 23,7 mm, was einer mittleren Verdunstungs-/Sublimationsrate von 0,6 mm Tag<sup>-1</sup> entsprach. Im Verdunstungsgang ist deutlich der Einfluss der zunehmenden Sonneneinstrahlung zu sehen. Die Verdunstungswerte nahmen deutlich im Mai zu. Anfang Juni sanken die Tagesmitteltemperaturen für 9 Tage noch mal unter 0 °C. Parallel zu diesem Kälteeinbruch fiel das Eddy-Kovarianz-System aus (01. Juni bis 06. Juni). Die Datenlücke wurde mit modellierten Werten

gefüllt. Aufgrund der geringen Temperaturen war in diesem Zeitraum auch die Verdunstung sehr gering und unterschritt die Werte vom Ende des Vormonats um 40%. Im Zeitraum vom 3. Juni bis 11. Juni lag die Verdunstungsrate bei  $0,8 \text{ mm Tag}^{-1}$ , in dem vorherigen Abschnitt war die Verdunstungsrate  $1,3 \text{ mm Tag}^{-1}$ . Im nächsten Zeitraum „*feucht & kalt I*“ verdunstete ca. die Hälfte der sommerlichen



**Abb. 4.3:** Darstellung der gemessenen Tagesverdunstung [ $\text{mm Tag}^{-1}$ ] und der kumulierten Tagesverdunstung [mm], der Daten des Eddy-Kovarianz-Systems (rot) und der Daten der Modellierung für die Zeiträume mit Messausfall (blau).

Evapotranspiration ( $60,8 \text{ mm}$ ). In dieser Periode wurde die höchste mittlere Tagesverdunstung mit  $2,2 \text{ mm Tag}^{-1}$  erreicht. In der „*warm & trocken*“-Periode verdunstete wesentlich weniger, im Tagesmittel nur  $1,6 \text{ mm}$ . Aber durch die höheren Tagesmitteltemperaturen wurde die höchste Tagesverdunstungsrate von  $3,7 \text{ mm Tag}^{-1}$  am 14. Juli erreicht. In der Summe ist trotz der geringen mittleren Tagesverdunstungsrate die gesamte Verdunstung mit ca.  $67,9 \text{ mm}$  etwas höher als in der vorherigen Periode, da sie 14 Tage länger andauerte. In dieser Periode war der längste Ausfall der Eddy-Kovarianz-Station zu verzeichnen (10. Juli bis 29. Juli). Etwa die Hälfte der Daten dieser Periode sind demzufolge modelliert, insgesamt  $35,5 \text{ mm}$  und im Mittel  $1,8 \text{ mm Tag}^{-1}$ . Die andere Hälfte besteht wieder aus Messwerten des Eddy-Kovarianz-Systems. Die Verdunstung von  $32,4 \text{ mm}$  entsprach einer mittleren

Tagesverdunstungsrate von  $1,5 \text{ mm Tag}^{-1}$ . Der zweite, feuchtere und kältere, Zeitraum „*feucht & kalt II*“ hatte schon wieder deutlich niedrigere Temperaturen und geringere Sonneneinstrahlungen. Dementsprechend war die Verdunstung auch deutlich geringer. In den 25 Tagen verdunsteten  $26,5 \text{ mm}$ . Die maximale Tagesverdunstung lag unter  $2 \text{ mm}$ . In der letzten betrachteten Periode des hydrologischen Jahres 2008 „*Frieren*“, die 18 Tage andauerte, verdunsteten nur noch  $12 \text{ mm}$ . Die Tagesverdunstungsrate stieg nur noch auf maximal  $1,3 \text{ mm}$ .

### 4.2.3. Abfluss

Die Messergebnisse für die einzelnen Abflüsse werden in  $\text{m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  angegeben, da die geringen Topographieunterschiede der Insel ( $5 - 10 \text{ m km}^{-1}$ ) bzw. das Mikrorelief (Polygonzentrum, -wall und -graben) nicht mit der Auflösung des DGM ( $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$  horizontale Auflösung und  $1 \text{ m}$  vertikale Genauigkeit) abgebildet und deshalb keine einzelnen Einzugsgebiete abgegrenzt werden können. Als Gesamteinzugsgebiet dient die Insel ohne Flutebene ( $4,5 \text{ km}^2$ ). Die Messung der Abflüsse (Abb. 4.4) begann am 16. Juli in der Periode „*warm & trocken*“ am Abfluss AQ1. Für diese Periode zeigten

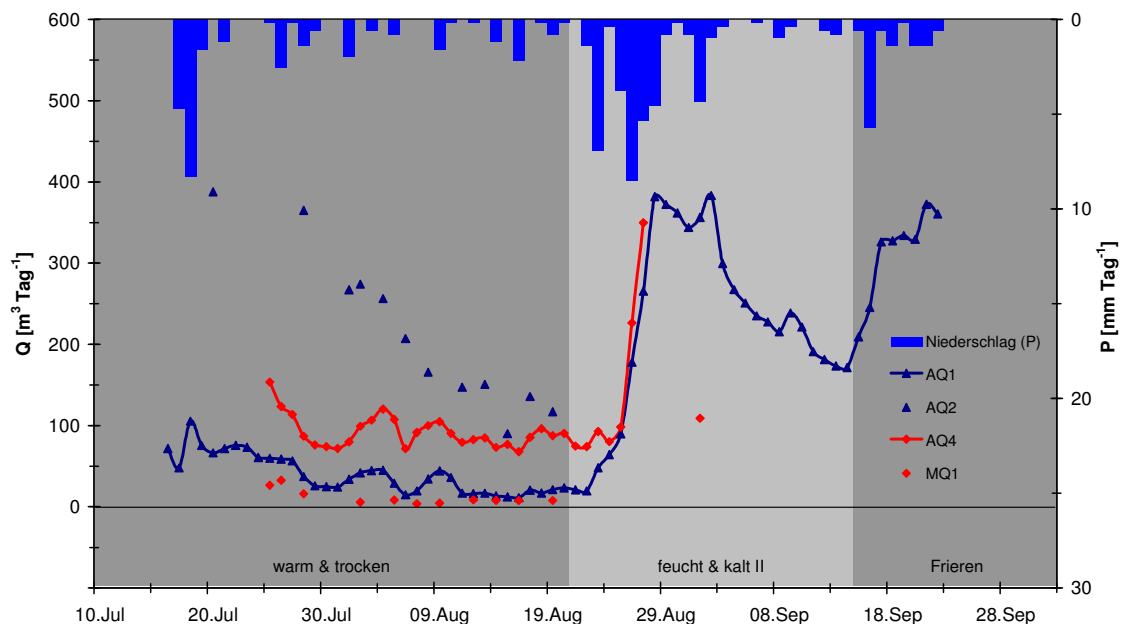


Abb. 4.4: Darstellung der Abflussganglinien der verschiedenen, gemessenen Abflüsse in  $\text{m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  und des Niederschlags in  $\text{mm Tag}^{-1}$  von Mitte Juli bis Mitte September 2008.

alle Abflüsse ein ähnliches Verhalten, das Abflussvolumen der Abflüsse verringerte sich deutlich bis zum Ende der Periode „*warm & trocken*“. Die Abnahme der Abflüsse (AQ1, AQ2, AQ4 und MQ1) lag zwischen dem maximal gemessenen Abfluss am Anfang des Messzeitraums bis zum Ende der „*warm & trocken*“-Periode zwischen 55% und 90%. Der Abfluss AQ2 hatte den höchsten Abfluss mit ca.  $400 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$ , dieser verringerte sich um 75% auf ca.  $100 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$ . Bei den beiden mit Drucksensor gemessenen Abflüssen AQ1 und AQ4 sah man zudem die Reaktion auf einzelne Niederschlagsereignisse. Am deutlichsten war diese Reaktion am Wehr AQ1 am 18. Juli mit einer Verdopplung des Basisabflusses von  $47 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  auf  $105 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  zu beobachten. Bei diesem Niederschlagsereignis fielen  $14,7 \text{ mm}$  bzw.  $6,6 \times 10^4 \text{ m}^3$  auf die gesamte Insel ohne Flutebene. Nach dem Ende der Niederschläge sank die Abflussganglinie an den folgenden Tagen zügig um 75% auf  $23 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  ab. Am Abfluss AQ1 flossen in dieser Periode  $1,45 \times 10^3 \text{ m}^3$  ( $0,3 \text{ mm}$ ) ab, parallel dazu fielen im Messzeitraum von AQ1 auf die gesamte Insel ohne Flutebene ca.  $1,4 \times 10^5 \text{ m}^3$  ( $31 \text{ mm}$ ) Niederschlag. An AQ1 kamen ca. 1% dieses Niederschlags zum Abfluss. Von dem im Messzeitraum von AQ2 gemessenen Niederschlag flossen mit 10,7% der größte Anteil im Vergleich zu den anderen gemessenen Abflüssen ab. An AQ4 flossen 3,7% des Niederschlags ab. Der Abfluss MQ1 hatte mit 0,4% den geringsten Abfluss. Bezogen auf den jeweiligen Messzeitraum und auf alle Abflüsse, flossen insgesamt 15,9% des Niederschlags ab. Im Mittel für alle gemessenen Abflüsse flossen  $390 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  ab ( $<0,1 \text{ mm Tag}^{-1}$ ). Die Periode „*feucht & kalt II*“ startete mit geringen Abflüssen. Danach kam es zu mehreren großen Niederschlagsereignissen. Insgesamt fielen bis zum 3. September  $1,7 \times 10^5 \text{ m}^3$  Niederschlag, was ungefähr 20% des gesamten flüssigen Niederschlags dieses Jahres ausmachte. Der Abfluss AQ1 reagierte auf diese Niederschläge mit einem maximalen Tagesabfluss von ca.  $380 \text{ m}^3$ , dies entsprach einer 20-fachen Erhöhung des mittleren Abflusses aller gemessenen Abflüsse der letzten Periode. Danach nahm der Abfluss wieder ab und näherte sich dem Basisabfluss wieder an. Zum Ende der Periode sank der Abfluss um 55% auf ca.  $170 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$ . Der Abfluss AQ4 lieferte nur bis zum 27. August Messwerte (Ende der meisten Feldarbeiten), bis dahin konnte ebenfalls eine enorme Erhöhung in den Abflüssen beobachtet werden. Über die gesamte Periode fielen  $1,9 \times 10^5 \text{ m}^3$  ( $41,4 \text{ mm}$ ) Niederschlag, 3% davon flossen über AQ1 ab. An den beiden anderen Abflüssen, für

die es am Anfang der Periode noch Messwerte gab, flossen für den jeweiligen Messzeitraum zusammen ca. 1,3% des Niederschlages ab. In der letzten Periode „*Frieren*“, in der es Abflussmessungen gab, wurde nur noch AQ1 gemessen. Aufgrund der geringen Niederschläge ab Mitte der letzten Periode und zu Beginn dieser Periode, sank der Abfluss AQ1 seit dem 2. September vom höchsten Abfluss mit  $383 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  auf  $170 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$ . In den folgenden 8 Tagen bis zum Ende der Abflussmessungen am 22. September fielen  $5,3 \times 10^4 \text{ m}^3$  (12 mm) Niederschlag, die den Abfluss wieder auf  $372 \text{ m}^3 \text{ Tag}^{-1}$  ansteigen ließen. Am Wehr AQ1 flossen 4,7% dieses Niederschlages ab, ca.  $2,5 \times 10^3 \text{ m}^3$  ( $<0,1 \text{ mm Tag}^{-1}$ ). Der anteilige Niederschlag, der an AQ1 abfloss, war ca. fünfmal so hoch, wie im ersten Messzeitraum. Am 22. September endete die letzte Abflussmessung von AQ1. Betrachtet man den Zeitraum zwischen dem 25. Juli und 20. August, in dem Messdaten für alle 4 Abflussmessstellen vorlagen, hatte der Abfluss AQ2 mit einem Abflussbeiwert von 0,09 den größten Anteil am Niederschlag und MQ1 mit 0,004 den geringsten. An den 4 Abflussmessstellen flossen ca. 1/7 des Niederschlages ab. Der Abflussbeiwert für alle 4 Abflüsse zusammen betrug 0,14.

#### 4.2.4. Speicheränderung

##### 4.2.4.1. Seen

Zwischen dem 29. Juni und 2. August starteten die Messungen der Seespeicher. Insgesamt wurden die Wasserstände von sechs verschiedenen Seen gemessen. In der Periode „*warm & trocken*“ fiel während des Messzeitraums Niederschlag in Höhe von ca. 10,5 mm und es verdunsteten ca. 33 mm. Mit Ausnahme vom See WL3 verminderte sich der Wasserstand bis zum Ende der Periode um 20 bis 25 mm (Abb. 4.5). Die Wasserstandsänderung entsprach ungefähr dem Defizit, das sich aus Niederschlag und Verdunstung ergab. Der Wasserstand des Sees WL3 nahm hingegen um 26 mm zu. Vergleicht man die Wasserstände der Seen WL3 und WL6, deren Wasserstände parallel mit einem Drucksensor gemessen wurden, bis zum 4. August, stieg der Wasserstand von WL3 um 17 mm. Der Wasserstand von See WL6 nahm dagegen nur um 3 mm zu. Der Niederschlag, der bis dahin gefallen war, betrug 3 mm. Der See WL3 reagierte demnach wesentlich stärker auf Niederschlagsereignisse und hatte eine höhere Dynamik als die anderen Seen. Die nächste Periode „*feucht & kalt II*“ startete mit sehr geringen Wasserständen. Am 22. August begannen starke und andauernde Niederschläge, bis



zum 30. August fielen ca. 32 mm. Die Wasserstände der Seen reagierten alle mit einem Anstieg des Wasserspiegels zwischen 40 und 50 mm. Die Seen WL1 bis WL5 erreichten den maximalen Wasserstand dieser Periode am 28. Juli, während der See

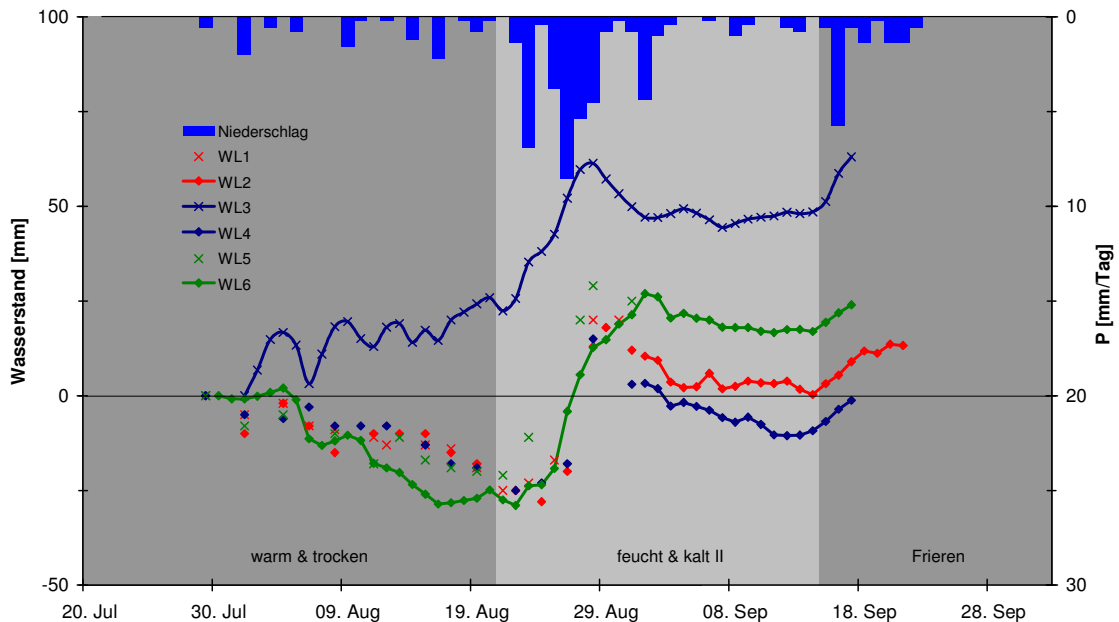


Abb. 4.5: Wasserstand in [mm] der Messstellen WL1 - WL6 vom 29. Juni bis 21. September 2008.

WL6 seinen Höchststand 4 Tage später erreichte. WL4 zeigte den geringsten Anstieg des Wasserstandes und WL5 den höchsten Anstieg. Über die gesamte Periode fielen ca. 41 mm Niederschlag und es verdunsteten ca. 26 mm, somit betrug der Überschuss der klimatologischen Wasserbilanz 15 mm. In den Seen wurde eine Änderung des Wasserstandes über die gesamte Periode hinweg von 22 mm (WL2) bis 44 mm (WL6) beobachtet. Nach den geringeren Niederschlägen am Ende der vorherigen Periode und abfallenden Wasserständen regnete es in den ersten Tagen der Periode „Frieren“ 12 mm. Die Wasserstände stiegen zwischen 6 mm und 12 mm. Die Verdunstung betrug ca. 5 mm. Betrachtet man den gesamten Messzeitraum der Wasserstände von Ende Juli bis Mitte September, war der Niederschlag mit 63 mm und die Verdunstung mit 65 mm nahezu ausgeglichen. Dennoch zeigten die Seespiegel zum Teil große Änderungen. Der Seespiegel WL3 zeigte mit einer Zunahme von 63 mm die größte Änderung, die geringste zeigte WL4 mit einer Abnahme von 1 mm.

#### 4.2.4.2. Polygonseen

Neben den großen Seen haben die kleinen Polygonseen einen wichtigen Anteil am Gesamtspeicher der Insel. Über den Messzeitraum zeigten sie eine ähnliche Dynamik wie die Wasserstände der größeren Seen. In der „*warm & trocken*“-Periode nahmen die Wasserstände von PWL1, PWL2 und CWL1 zwischen 16 und 23 mm ab (Abb. 4.6). Das tiefer gelegene Polygon PWL3 nahm am Anfang parallel zu den anderen Wasserständen ab (8 mm). Ab dem 8. August nahm der Wasserstand aber

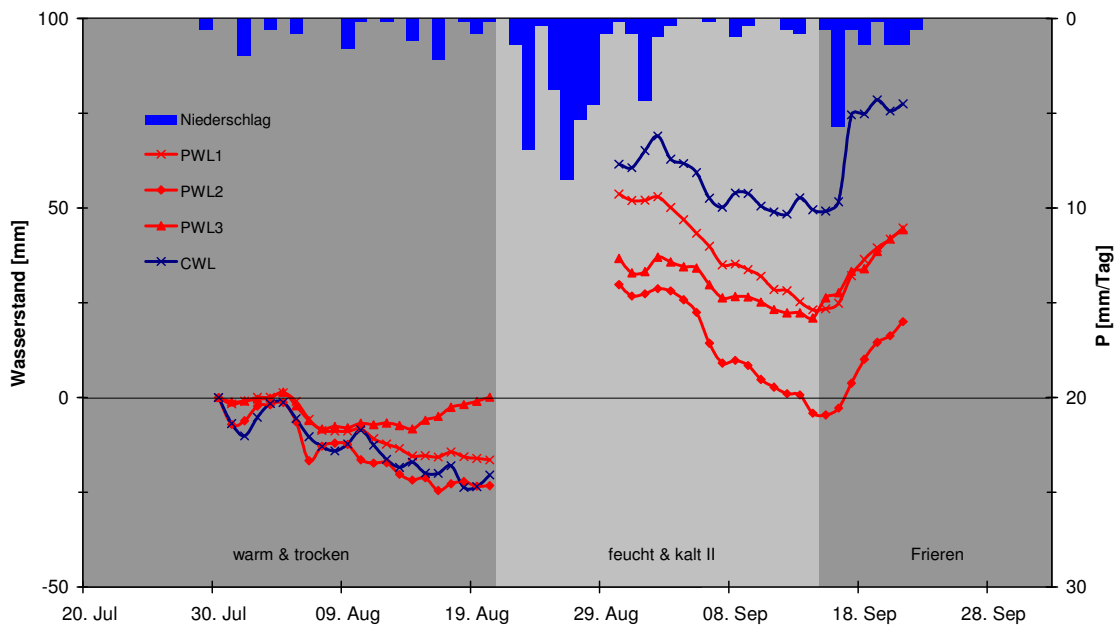


Abb. 4.6: Wasserstände [mm] in drei verschiedenen Polygonen (PWL1 - PWL3) und im Graben (CWL) zwischen den Polygonen (PWL1 und PWL2) und Niederschlag [mm].

wieder zu, so dass er sich im Vergleich zum Beginn der Messung nicht verändert hatte. Wie schon bei den großen Seen beschrieben, regnete es zu Beginn der „*feucht & kalt II*“-Periode stark und die Wasserstände der Polygonseen stiegen an. Die Unterschiede im Anstieg lagen zwischen 37 (PWL3) und 89 mm (CWL1). Bis zum Ende der Periode nahm der Wasserstand 11 bis 33 mm wieder ab. Die starken Niederschläge zu Beginn der Periode „*Frieren*“ führten nach dem geringen Wasserstand am Ende der letzten Periode wieder zu einem Anstieg um 18 bis 28 mm. Über den gesamten Messzeitraum nahm der Wasserstand im Graben (CWL1) mit 78 mm am meisten zu. Die Zunahme des Wasserstands im Polygonsee (PWL2) liegt 57 mm darunter und hatte mit ca. 20 mm die geringste Wasserstandzunahme.

#### 4.2.4.3. Boden

Neben den offenen Wasserflächen, die in den Abs. 4.2.4.1 und 4.2.4.2 mit den Seen und Polygonseen betrachtet wurden, bildet der Boden die letzte Komponente in der Betrachtung des Wasserspeichers. Der Boden der polygonalen Tundra ist durch zwei Oberflächentypen gekennzeichnet, „*trockene Tundra*“ und „*feuchte Tundra*“. Die „*trockene Tundra*“ befindet sich auf den Polygonwällen, Polygonhängen und gut entwässerten „*High-Center*“-Polygonen. Im Mittel hatte die „*trockene Tundra*“ einen volumetrischen Wassergehalt von 25% in den oberen 10 cm, in der gesättigten Zone darunter waren es ca. 55%. Veränderungen des Wassergehaltes fanden nur in den oberen 10 - 15 cm des Polygonwalls und -hangs statt (Kattenstroh, 2009; Muster et al., 2012). Betrachtet man die einzelnen Perioden, reagierte der Wassergehalt zwar auf einzelne Niederschlagsereignisse und die Evapotranspiration, blieb in der Bilanz aber konstant. Nur in der Periode „*warm & trocken*“

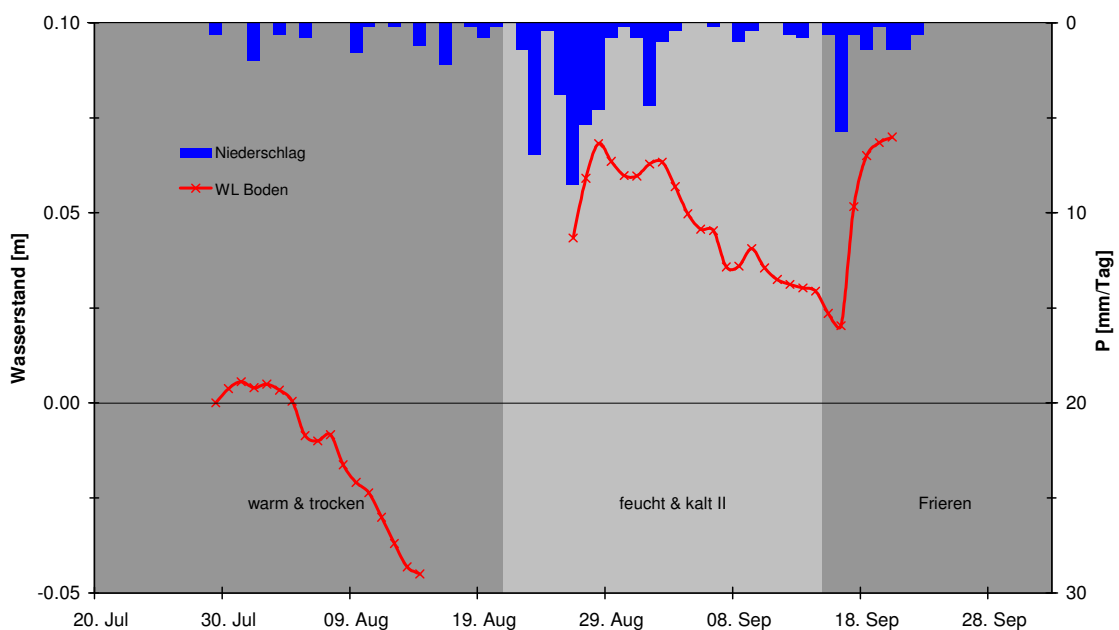


Abb. 4.7: Wasserstand in [m] im Polygonzentrum neben der Klimastation Samoylov zusammen mit Niederschlag in [mm].

nahm der volumetrische Wassergehalt in den oberen 10 - 15 cm des Polygonwalls um ca. 18% ab. In den Bodenzonen darunter blieb der Wassergehalt gleich. Die „*feuchte Tundra*“ ist charakterisiert durch schlecht entwässerte Polygonzentren der „*Low-Center*“-Polygone. Der volumetrische Wassergehalt lag im Mittel bei 93% in den oberen 10 cm und bis in 40 cm Tiefe bei 79% (Kattenstroh, 2009; Muster et al., 2012).

Der gemessene Wassergehalt unterlag über das Jahr nur geringen Schwankungen, die sich auf die oberen 10 bis 20 cm beschränkten. Die Schwankungen in den oberen Bodenschichten zeigte auch der Grundwasserstand in einem „*Low-Center*“-Polygon, der neben der Bodenfeuchte an der Klimastation (Abb. 3.7) gemessen wurde. Die Wasserstandsänderungen verliefen analog zu den Seen und Polygonseen. Der geringste Wasserstand wurde am 14. August gemessen, danach stieg er bis zum 28. August um 113 mm an. Der Niederschlag in dieser Zeit betrug ca. 40 mm. Im Vergleichszeitraum stieg der Wasserstand in den Seen um 60 mm. Insgesamt war die Änderung 50 bis 60% höher. Vom höchsten Wasserstand der „*feucht & kalt II*“-Periode am 28. August fiel der Wasserstand um 38 mm bis zum Beginn der „*Frieren*“-Periode. Danach erhöhte sich der Wasserstand aufgrund von starken Niederschlägen und stieg innerhalb von 4 Tagen um 40 mm an. Während des gesamten Messzeitraums vom 29. Juli bis 20. September stieg der Wasserstand um 70 mm. Geht man von einer mittleren Porosität von 70% aus (Langer et al., 2011, Muster et al., 2012), war die absolute Änderung des Wasserstandes ca. 50 mm bei einem Niederschlag von 63 mm und 65 mm Verdunstung.

Entscheidend für die gesamte Größe des Bodenspeichers ist die Mächtigkeit des „*active layer*“. Da vor dem 14. Juli keine direkten Messungen des „*active layer*“ vorgenommen werden konnten, kann mit Hilfe von Temperatursensoren der Beginn des Tauprozesses im Boden auf Anfang Juni festgesetzt werden. Die erste direkte Messung der Mächtigkeit fand am 14. Juli statt ( $29 \pm 6$  cm). Bis zu diesem Zeitpunkt schritt die Auftaufront ca.  $0,65 \text{ cm Tag}^{-1}$  voran. Die letzte Auftautiefe wurde am 4. September gemessen ( $54 \pm 6$  cm). Im Mittel tauten  $0,56 \pm 0,23 \text{ cm/Tag}$ . Zwischen dem 14. und 23. Juli wuchs die „*active layer*“ Mächtigkeit mit  $0,82 \text{ cm/Tag}$  am schnellsten. Ab Mitte September waren die oberen Bodenschichten wieder gefroren, da die einfallende Strahlung nur noch  $\frac{3}{4}$  der sommerlichen Einstrahlung betrug und somit nur noch wenig Energie dem Boden zugeführt wurde. Es ist nicht davon auszugehen, dass sich die Mächtigkeit der „*active layer*“ noch wesentlich erhöhte. Somit war  $54 \pm 6$  cm die maximale Auftautiefe.

#### 4.2.4.4. Gesamtspeicher

Die Änderung des „**Gesamtspeicher**“ ( $\Sigma\Delta S$ ) der Insel wurde mit Hilfe einer Klassifikation der verschiedenen übergeordneten Oberflächeneinheiten berechnet. Diese Klassifikation wurde auf Grundlage von Luftbildern erstellt, die zwischen dem 1. und 14. August 2008 aufgenommen wurden (Muster et al., 2012). Dieser Zeitraum war durch eher trockene Bedingungen gekennzeichnet. Das Verhältnis der Oberflächentypen „**trockener Tundra**“ und „**feuchter Tundra**“ ist über das Jahr nicht konstant. Eine Analyse der Kamerabilder zeigte, dass im Anschluss an die Schneeschmelze, die Ausdehnung der feuchten Bereiche wesentlich größer war als im Sommer oder zum Ende des schneefreien Zeitraums. Da aber die Messungen des Gesamtspeichers hauptsächlich aus Daten der Sommerperiode bestanden, ist die Variabilität gering. Muster et al. (2012) klassifiziert 58% ( $2,61 \text{ km}^2$ ) der Insel als „**trockene Tundra**“. Die „**trockene Tundra**“ besteht zu ca. 70% aus Polygonhängen und ca. 30% aus Polygonwällen. Den zweitgrößten Flächenanteil mit 25% ( $1,13 \text{ km}^2$ ) haben offene Wasserflächen (Muster et al., 2012). Diese gliedern sich noch mal in kleine Wasserflächen wie Polygonseen und Gräben (18,65%) und große Seen mit einer Fläche über  $500 \text{ m}^2$  (6,35%). Den Rest der Fläche charakterisiert die „**feuchte Tundra**“ mit 17% ( $0,77 \text{ km}^2$ ) (Muster et al., 2012). Der Speicheranteil, der die „**trockene Tundra**“ beeinflusst ( $\Delta S_{TT}$ ), wurde mithilfe des mittleren volumetrischen Wassergehaltes im Polygonhang und -wall (Abs. 4.2.4.3) der Bodenstation berechnet. Mit dem Flächenanteil von 58% und der Änderung des Wassergehaltes im Boden während der verschiedenen Perioden wurde der Bodenspeicher für die „**trockene Tundra**“ ermittelt. Die Änderung der Speicherkomponente, die sich aus den offenen Wasserflächen zusammensetzt, wurde mit den Wasserstandsänderungen in „**Seen**“ ( $\Delta S_S$ ) (4.2.4.1) und in „**Polygonseen & Gräben**“ ( $\Delta S_{PC}$ ) (Abs. 4.2.4.2) berechnet. Der flächengewichtete Mittelwert der Wasserstände der großen Seen (WL1 - WL6) und der Wasserstände der Polygonseen und Gräben (PWL1 - PWL3 & CWL1) wurde für die jeweiligen Flächenanteile angesetzt. Für die flächenmäßig geringste Speicherkomponente „**feuchte Tundra**“ ( $\Delta S_{FT}$ ) wurde die Wasserstandsänderung im Boden benutzt und für den Flächenanteil berechnet. Die ersten Messungen um die Gesamtspeicheränderung zu berechnen, lagen für die „**trockene Tundra**“ in der Periode „**kalt & feucht I**“ vor, für die anderen Flächenanteile gab es in dieser Periode noch keine Messungen. Der

Speicher der „*trockenen Tundra*“ erhöhte sich leicht um 0,3 mm. Die folgende Periode „*warm & trocken*“ war durch eine Reduktion aller Gesamtspeicherteile gekennzeichnet (Tabelle 4.2). Die größte Speicherreduktion mit 10,6 mm, fand in der „*trockenen Tundra*“ statt. Den geringsten Anteil an der Gesamtspeicherabnahme fand für die offenen Wasserflächen mit -2,8 mm in den „*Polygonseen & Gräben*“ und -1,5 mm in den „*Seen*“ statt. Für den Beobachtungszeitraum der „*warm & trocken*“-Periode reduzierte sich der Gesamtspeicher der Insel ( $\Sigma\Delta S$ )

**Tabelle 4.2: Zeigt die Speicheränderung [mm] bezogen auf die gesamte Insel (4,5 km<sup>2</sup>) in den „*Seen*“ ( $\Delta S_S$ ), in den „*Polygonseen & Gräben*“ ( $\Delta S_{PC}$ ), im Boden der „*feuchten Tundra*“ ( $\Delta S_{FT}$ ) und im Boden der „*trockenen Tundra*“ ( $\Delta S_{TT}$ ) sowie die Änderung des „*Gesamtspeichers*“ ( $\Sigma\Delta S$ )**

	$\Delta S_S$	$\Delta S_{PC}$	$\Delta S_{FT}$	$\Delta S_{TT}$	$\Sigma\Delta S$
Schneebedeckung	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
Schneesmelze	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
feucht & kalt	-/-	-/-	-/-	0.3	0.3
warm & trocken	-1.5*	-2.8*	-5.2*	-10.6	-20.1
feucht & kalt II	2.5	7.2	8.0	1.4	19.1
Frieren	0.3*	4.3*	5.5*	0.0*	10.1
Summe	1.3	8.7	8.3	-8.9	9.4

-/- Keine Messungen

\* Der Messzeitraum deckt nicht die gesamte Periode ab

um 20,1 mm. Die folgende Periode „*kalt & feucht II*“ war durch eine Erhöhung des Gesamtspeichers ( $\Sigma\Delta S$ ) um 19,1 mm gekennzeichnet. Der Speicher der „*Polygonseen & Gräben*“ und der „*feuchten Tundra*“ nahm mit 7,2 und 8 mm am stärksten zu. Die „*trockene Tundra*“ und die „*Seen*“ hatten den geringsten Anteil an der Speichervergrößerung. In der darauffolgenden Periode „*Frieren*“ füllte sich der Speicher weiter auf. Die „*Polygonseen & Gräben*“ und die „*feuchte Tundra*“ speicherten dabei die größte Menge Wasser mit knapp 10 mm. Die beiden anderen Speicherteile nahmen nur einen geringen Teil Wasser auf bzw. im Boden war keine Änderung des Wassergehaltes zu verzeichnen. Über den Messzeitraum nahmen im Mittel die Speicher von „*Seen*“, „*Polygonseen & Gräben*“ und „*feuchter Tundra*“ zu.

Die Speichermenge in den „Seen“ vergrößerte sich um 1,3 mm, in den „Polygonseen & Gräben“ und in der „feuchten Tundra“ nahm sie um 8,3 bzw. 8,9 mm zu. Hingegen verringerte sich das im Boden der „trockenen Tundra“ gespeicherte Wasser um 8,9 mm. Für den gesamten Messzeitraum wurde eine Gesamtspeicherzunahme ( $\Sigma\Delta S$ ) von 9,4 mm berechnet.

### 4.3. Bilanz der Insel

In der ersten Periode „Schneebedeckung“ nahm der Speicher der Insel um den Schneeanteil von 65 mm zu (Tabelle 4.3). Die folgende Periode „Schneesmelze“ war durch den Abbau der Schneedecke und den damit verbundenen Verteilungsprozessen auf der Insel gekennzeichnet. Da es zu dieser Zeit keine Messung von Abfluss, Wasserstand und Bodenwasserstand gab, konnte nur die Speicheränderung aufgrund der

**Tabelle 4.3: Zusammenfassung der Bilanz in [mm]: Niederschlag (P), Evapotranspiration (ET), Abfluss (Q), Speicheränderung (P-ET-Q) und die Speicheränderung der einzelnen Komponenten bezogen auf die gesamte Insel: in „Seen“ ( $\Delta S_S$ ), in „Polygonseen & Gräben“ ( $\Delta S_{PC}$ ), im Boden der „feuchten Tundra“ ( $\Delta S_{FT}$ ), im Boden der „trockenen Tundra“ ( $\Delta S_{TT}$ ) und des „Gesamtspeichers“ ( $\Sigma\Delta S$ )**

Perioden	P	ET	Q	P-ET-Q	$\Delta S_S$	$\Delta S_{PC}$	$\Delta S_{FT}$	$\Delta S_{TT}$	$\Sigma\Delta S$
Schneebedeckung	65.0	-/-	-/-	65.0	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
Schneesmelze	24.2	-23.7	-/-	0.5	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
feucht & kalt I	59.4	-60.8	-/-	-1.4	-/-	-/-	-/-	0.3	0.3
warm & trocken	30.7	-67.9	-2.6*	-39.8	-1.5*	-2.8*	-5.2*	-10.6	-20.1
feucht & kalt II	41.4	-26.5	-1.6	13.3	2.5	7.2	8.0	1.4	19.1
Frieren	11.9	-12.0	-0.6	-0.7	0.3	4.3	5.5	0.0	10.1
Summe	232.6	-190.9	-4.8	36.9	1.3	8.7	8.3	-8.9	9.4

-/- Keine Messungen

\* Der Messzeitraum deckt nicht die gesamte Periode ab

vertikalen Flüsse: Niederschlag und Evapotranspiration berechnet werden. In diesem Zeitraum glichen sich Niederschlag und Evapotranspiration nahezu aus. Der Niederschlag überstieg leicht die Evapotranspiration mit 0,5 mm. In der Periode

„*kalt & feucht I*“ wurde zusätzlich zu Niederschlag und Evapotranspiration noch der Bodenwassergehalt der „*trockenen Tundra*“ gemessen. Dieser nahm über den Messzeitraum um 0,3 mm zu. Die klimatologische Bilanz aus Niederschlag und Evapotranspiration war negativ (-1,4 mm). Darauf folgte die „*warm & trocken*“-Periode, in der die Messungen von Abfluss und Wasserstand in Seen und im Boden begannen. Der gemessene Gesamtspeicher ( $\Sigma\Delta S$ ) der Insel reduzierte sich um 20,1 mm, der Speicher „*feuchte Tundra*“ nahm dabei am stärksten mit 10,6 mm ab. Die Speichermenge, die sich aus Niederschlag, Evapotranspiration und Abfluss berechnet ( $P-ET-Q$ ), nahm sogar um 39,8 mm ab. Die Periode „*kalt & feucht II*“ hatte eine positive klimatologische Wasserbilanz bezieht man noch die Verluste durch den Abfluss mit ein, stieg der Speicher der Insel um 13,3 mm. Betrachtet man den „*Gesamtspeicher*“, der sich aus den gemessenen Speicherkomponenten zusammensetzte, war eine Zunahme von 19,1 mm zu beobachten. Dabei hatten die „*Polygonseen & Gräben*“ und die „*feuchte Tundra*“ mit 7,2 mm bzw. 8,0 mm den größten Speicherzugewinn. In der „*Frieren*“-Periode überstiegen die Verluste durch Evapotranspiration und Abfluss den gefallen Niederschlag um 0,7 mm. Die Speicher hingegen verzeichneten einen deutlichen Wasserzugewinn von 10,1 mm.



## 5. Diskussion

### 5.1. Diskussion der Ergebnisse im Vergleich zu anderen arktischen Regionen

Anhand der Ergebnisse lassen sich die in Abs. 4.1 eingeteilten 6 Perioden durch die wichtigsten Umweltbedingungen (vertikale Flüsse: Niederschlag und Verdunstung, vertikale Wasserverteilung, „*active layer*“-Mächtigkeit, Abfluss) schematisch charakterisieren (Abb. 5.1).

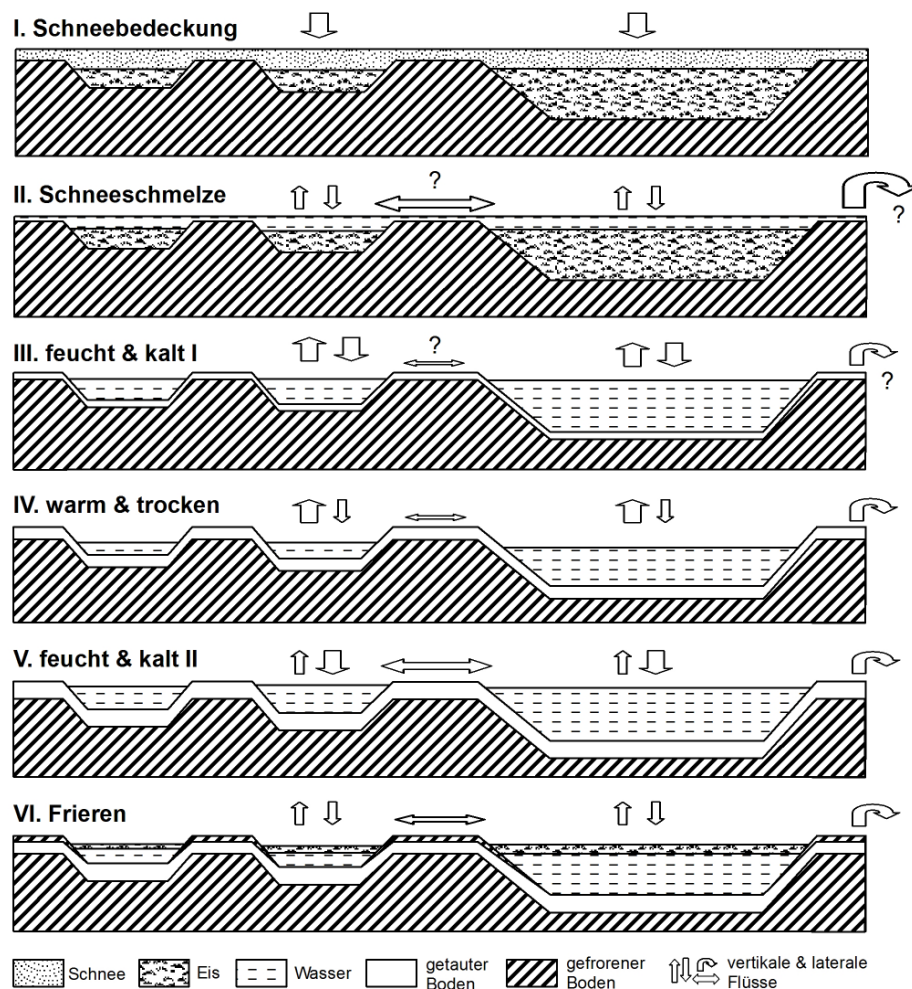


Abb. 5.1: Übersicht der 6 Perioden mit schematischer Darstellung von gefrorenem und getautem Boden sowie den Wasserständen in Seen und Polygonen und den qualitativen vertikalen & lateralen Flüssen.

Die Jahreswasserbilanz begann mit dem ca. 7 - 9 Monate andauernden Winterzeitraum „**Schneebedeckung**“ (Abb. 5.1: I.) in dem sich die Schneedecke bis Ende April, Anfang Mai ausbildete. Das am Ende der Winterperiode bestimmte SWE ist der effektive Speicher, da Niederschlag, Verdunstung und Sublimation nicht explizit gemessen wurden. Die Schneedecke war sehr variabel und stark vom Mikrorelief abhängig, es gab daher deutliche Unterschiede zwischen Polygonwall, Polygonzentrum und Polygonhang. Durch Windverfrachtung können Abweichungen zwischen 15 und 35% verursacht werden (Dyck & Peschke, 1995). Die Schneedeckenmächtigkeit variierte um 40% und das SWE sogar um 55% (4.2.1). Das SWE von im Mittel 65 mm machte etwas weniger als 30% des Jahresniederschlags aus. Der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag war um 50% geringer als das Mittel, das an der Klimastation Stolb (1985 - 2006) gemessen wurde (Kattenstroth, 2009). Im Vergleich zu anderen arktischen Regionen in Alaska und Kanada, wo der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag zwischen 40 und 80% liegt (Vourlitis & Oechel, 1999; Eugster et al., 2000), ist der Beitrag der Schneedecke auf Samoylov eher gering.

Nach dem Winter folgte die „**Schneesmelze**“ (Abb. 5.1: II.), in der die vertikalen Flüsse Niederschlag und Evapotranspiration gering und ungefähr gleich groß waren. Das Schmelzwasser des im Winter abgelagerten Schnees verteilte sich ohne große Verluste durch Evapotranspiration auf die Speicher: offene Wasserflächen („**Seen**“, „**Polygonseen & Gräben**“) und Boden („**feuchte Tundra**“ und „**trockene Tundra**“). Da der Boden noch nahezu komplett gefroren war, fand kaum Infiltration statt. Der hohe Eisgehalt im Boden limitiert die vertikale Perkolation (Woo et al., 2008). Die hydraulische Leitfähigkeit im gefrorenen Boden ist zwei Größenordnungen geringer, als im ungefrorenen Boden (Woo, 1986). Die laterale Verteilung des Schmelzwassers an der Bodenoberfläche folgte der Mikrotopographie. Der Wasser-Input durch das Schmelzwasser im Frühling ist der wichtigste Wiederauffüllmechanismus für die Seen und Polygone. Beobachtungen aus der Arktis Alaskas bestätigen die Wichtigkeit des Schmelzwassers beim Wiederauffüllen der Seen und Polygone (Bowling et al., 2003; Rovaneck et al., 1996). Dieser Verteilungsprozess ist innerhalb der 2 - 3 Wochen andauernden Schneesmelze abgeschlossen (Bigras, 1990; Bowling et al., 2003). Weil der Boden gefroren und die Infiltration dadurch nur sehr gering war, könnte es potenziell auch Oberflächenabfluss und somit

auch Abfluss von der Insel geben. Da weder Messungen noch direkte Beobachtungen der Abflüsse dieser Periode vorliegen, ist es schwer, eine Abschätzung des Anteils des Abflusses zu machen. In vergleichbaren Regionen der Arktis werden die Abflussspitzen während der Schneeschmelze erreicht und es treten Abflussbeiwerte von 0,8 auf (McNamara et al. 1998; Woo et al., 2008). In dieser Periode verlässt z.B. in der Prudhoe Bay (Alaska) ungefähr die Hälfte des in der Schneedecke gespeicherten Wassers das Einzugsgebiet als Abfluss (Robinson et al., 1995). Auf Samoylov sind die großräumige Topographie der Insel mit 5 - 10 m Höhenunterschied geringer als in den untersuchten Gebieten in Kanada und Alaska, die Topographie ist insofern nicht entscheidend für die Abflussbildung. Somit kann davon ausgegangen werden, dass nur ein geringer Anteil des Schmelzwassers vom Rand der Insel verloren geht. Die Bilder der automatischen Kamera, die täglich ein Bild der Insel macht, weisen ebenfalls darauf hin, dass der Oberflächenabfluss keine wesentliche Rolle während der Schneeschmelze spielt. Die mikrotopographischen Unterschiede wie Senken, Seen, Wälle und Gräben beeinflussen entscheidender die Fließwege des Schmelzwassers und unterbinden ein großräumiges Fließnetzwerk. Nur die Seen und Bereiche der Insel, die einen direkten Abfluss von der Insel haben, können zum Abfluss von der Insel beitragen. Deren Flächenanteil liegt bei ca. 10 - 20%. Geht man davon aus, dass das Wasser aus der Schneedecke dieser Gebiete komplett zum Abfluss kommt, würden immer noch ca. 50 mm für die Speicherauffüllung bleiben.

Betrachtet man den Sommerzeitraum, bestehend aus den Perioden „*feucht & kalt I*“, „*warm & trocken*“ und „*feucht & kalt II*“, ist die Evapotranspiration neben dem Niederschlag die hydrologische Hauptkomponente (Abb. 5.1: III., IV., V.). Auch in anderen arktischen Regionen ist die Evapotranspiration entscheidend für den Wasserhaushalt der Feuchtgebiete im Sommer (Lafleur, 1990; Souch et al., 1996; Mendez et al., 1998). In der schneefreien Sommerperiode verdunsten im Mittel  $1,2 \text{ mm Tag}^{-1}$  und maximal  $3,7 \text{ mm Tag}^{-1}$ . Studien für den Sommerzeitraum in den Jahren zuvor zeigen ähnliche Werte:  $1,3 \text{ mm Tag}^{-1}$  (1999),  $1,5 \text{ mm Tag}^{-1}$  (2003) und  $1,7 \text{ mm Tag}^{-1}$  (2007) (Boike et al. 2008). Die mittleren Tagesverdunstungen anderer arktischer Gebiete bewegen sich dabei im Mittel um  $2 \pm 1 \text{ mm Tag}^{-1}$ :  $1,5 \text{ mm Tag}^{-1}$  im Innaviat Creek Einzugsgebiet (Kane et al., 1990), 1,47 bis  $2,3 \text{ mm Tag}^{-1}$  in Prudhoe Bay, Alaska (Rovanssek et al., 1996; Mendez et al., 1998),  $2,05 \text{ mm Tag}^{-1}$  in

Barrow (Brown et al., 1968) und  $1,5 \text{ mm Tag}^{-1}$  im Happy Valley, Alaska (Vourlitis & Oechel, 1999). In der kanadischen Arktis werden sogar bis zu  $4,4 \text{ mm Tag}^{-1}$  erreicht (Roulet & Woo, 1986; Marsh & Bigras, 1988). Die höheren Werte lassen sich durch eine größere Nettostrahlung dieser südlicher gelegenen Gebiete erklären. Insgesamt wurde auf der Insel Samoylov eine sommerliche Evapotranspiration von 191 mm gemessen, damit wurden die Niederschläge von 168 mm in der schneefreien Periode von der Evapotranspiration überschritten. Eine negative sommerliche Wasserbilanz ist in den hohen Breiten der nordamerikanischen Arktis nicht ungewöhnlich (Roulet & Woo, 1986; Marsh & Bigras, 1988; Rovanssek et al., 1996; Mendez et al., 1998; Kane et al., 2003; Woo & Young, 2006; Woo & Guan, 2006). Die Größe des sommerlichen Defizits ist stark von der Variabilität der jährlichen Niederschlagsmenge abhängig. Das Jahr 2008 gehörte mit einem sommerlichen Niederschlag von 168 mm, der 70% des Jahresniederschlages ausmachte, zu einem der feuchteren Jahre auf Samoylov. Der Sommerniederschlag lag 30 mm über dem langjährigen Mittel von 138 mm (1999 - 2008). In diesen Jahren variiert der sommerliche Niederschlag zwischen 48 mm (2000) und 199 mm (2003) (Kattenstroth, 2009). Der Anteil am Gesamtniederschlag von 70% liegt über den Werten der nordamerikanischen Arktis, wo der Anteil zwischen 20% und 60% variiert (Liljedahl et al., 2011). Die Größe der Niederschlagsmenge im Sommer ist vergleichbar mit Werten aus Kanada und Alaska: 69 mm (Hot Weather Creek Einzugsgebiet, Kanada) (Woo & Young, 1997), 86 mm (Barrow, Alaska) (Liljedahl et al., 2011) und 248 mm (Imnavait, Alaska) (Hinzman et al., 2003).

Im Sommer wurden nur geringe Abflüsse gemessen. Der gemessene Gesamtabfluss lag bei weniger als 5 mm. Für die unterschiedlichen Messzeiträume und Abflüsse wurden Abflussbeiwerte unter 0,1 gemessen. Die Rezessionszeiten verlängerten sich und die Steigung des Rezessionhydrograph fiel geringer aus. Diese saisonalen Änderungen werden von einer vergrößerten Speicherkapazität des durch Tauen erweiterten „*active layer*“ verursacht (Woo et al., 2008). Für den Zeitraum im Sommer werden in Alaska höhere Abflussbeiwerte gemessen z.B. berichten McNamara et al. (1998) für das Kuparuk River Einzugsgebiet Werte zwischen 0,25 und 0,38. Teilweise wird in Einzugsgebieten Nordalaskas und Westsibiriens auch beobachtet, dass der Abfluss im Sommer nahezu aussetzt und der „*active layer*“

austrocknet (Bowling et al., 2003). Die Speicherentwicklung zu Beginn des Sommerzeitraums wurde hauptsächlich von vertikalen Gewinnen und Verlusten durch Niederschlag und Evapotranspiration beeinflusst. Die vertikalen Austauschprozesse dominieren die Wasserbilanz in der gesamten Arktis (Woo et al., 2008). Nach der Schneeschmelze verliert das hydrologische System des Feuchtgebietskomplexes seine Konnektivität (Bowling et al., 2003). Der Wasserstand in Seen und Polygonseen geht durch die Verdunstung zurück und die Verbindung zum umliegenden Einzugsgebiet geht verloren (Moskvin, 1989; Rovanssek et al., 1996; Bowling et al., 2003). Laterale Zu- und Abflüsse werden durch die geringe Auftautiefe behindert. Der Speicher der Insel nahm bis zum Ende der „*warm & trocken*“-Periode ab (Abb. 5.1: IV.). Im Boden, in den Polygonseen, Gräben und Seen war ein Rückgang des Wasserspiegels zu beobachten. Die Wasserspiegeländerungen bewegten sich während des Messzeitraums in der Größenordnung des Defizits aus Evapotranspiration, Abfluss und Niederschlag (22 mm). Im Mittel sanken die Wasserstände in den Seen um  $20 \pm 8$  mm. Ein lateraler Austausch bzw. Zufluss zu den Seen und Polygonseen fand demzufolge nur in geringem Maß statt. Partiiell könnten Fließwege in bzw. aus den Seen und Polygonen vorhanden sein. Diese Fließwege können sich als Folge des tauenden Bodens entwickeln bzw. durch degradierte Ränder der Polygone existieren. Der Wasserstand der „*feuchten Tundra*“ ging ebenfalls zurück. Mit ca. 40 mm etwa 30% mehr als das Defizit aus Niederschlag und Evapotranspiration vermuten ließ. Ein Begründung wäre, dass die Evapotranspiration der feuchten Bereiche der Insel in trockenen Zeiträumen etwas höher liegt, als die mittlere Evapotranspiration der gesamten Insel (Langer et al., 2011, Muster et al., 2012). Zum Ende des Sommers gingen Nettostrahlung und Temperatur zurück und die vertikalen Verluste durch Evapotranspiration verringerten sich. Der Niederschlag überstieg die Evapotranspiration um 15 mm. Die einzelnen Seespeicher nahmen zwischen 37 und 89 mm zu. Dies deutet auch auf laterale Zuflüsse durch das Grundwasser des „*active layer*“ hin. Die Einzugsgebiete dieser Seen vergrößerten sich in dieser Periode um das 2- bis 6-fache. Dies ist zum einen auf den Anstieg des Wasserspiegels im Boden, in Polygonseen und Seen, zum anderen durch das Fortschreiten der Taufont im „*active layer*“ auf das Maximum von  $54 \pm 6$  cm zurückzuführen (Abb. 5.1: V.). Die Seen und Polygonseen werden zum Ende der Sommermonate durch Suprapermafrostgrundwasser gespeist,

wobei die Einzugsgebiete wesentlich größer sind, als die Oberfläche der Wasserkörper (Woo & Guan, 2006). Die im Sommer zunehmende „*active layer*“-Mächtigkeit hat dabei einen entscheidenden Einfluss auf Wasserbewegungen im Boden (Marsh & Woo, 1977; Woo & Xia, 1995; Woo & Young, 2003; Hinzman et al., 2003; Woo & Guan, 2006). Zusätzlich zur erhöhten Konnektivität der polygonalen Tundra, führten Niederschläge zum Ende des Sommers zum Auffüllen der Speicher in Seen, Polygonseen und im Boden. Höhere Niederschläge und ein damit verbundenes Auffüllen der Speicher zum Ende der schneefreien Periode wird auch z.B. in Alaska beobachtet (Bowling et al., 2003).

Im Übergangszeitraum, bevor die Tundra wieder vollständig gefroren war, war die klimatologische Wasserbilanz ausgeglichen (Abb. 5.1: VI.). Der Wechsel zwischen Regen und Schnee vor dem Wiedergefrieren sorgt für gesättigte Bodenbedingungen, die bestehen bleiben, bis der „*active layer*“ vollständig gefroren ist (Rouse et al., 1992). Die Speicher verzeichneten im Mittel einen deutlichen Wasserzugewinn von 10,1 mm. Der Niederschlagsinput aus der Periode zuvor könnte sich vertikal innerhalb dieser Periode verteilt haben, da die Konnektivität noch nicht durch das Frieren des „*active layer*“ unterbrochen war.

## **5.2. Klimawandel in der Arktis und Einflüsse auf den hydrologischen Kreislauf der polygonalen Tundra**

In der Zeit zwischen 1970 bis 2000 ist schon eine Zunahme der mittleren Temperaturen von 0,35 °C pro Dekade für terrestrische Regionen zwischen 50° und 70° N zu verzeichnen (Serreze & Francis 2006; Euskirchen et al., 2007). Diese Temperaturerhöhung, mit einem Anstieg von 1,9 - 3,8 °C zwischen 1935 - 1999, fand für den Raum des Lena-Einzugsgebietes vor allem in den Wintermonaten statt (Yang et al. 2002). Die globale Erwärmung hat vielschichtigen Einfluss auf den hydrologischen Kreislauf und damit auf die Wasserbilanz der arktischen Regionen. Studien der letzten 40 Jahre zeigen neben dem Anstieg der Lufttemperatur auch eine zunehmende Temperatur des Permafrostes um 2 - 3 °C (Lachenbruch & Marshall, 1986; ACIA, 2005). Damit verbunden ist ein Anstieg der Mächtigkeit des „*active layer*“ (AMAP, 2011). Parallel dazu nimmt die Dauer der saisonalen Schneebedeckung ab (Robinson et al., 1993, ACIA, 2005) und späteres Gefrieren und früheres Auftauen des

See- und Flusseises ist die Folge (Magnuson et al., 2000; ACIA, 2005; AMAP, 2011). Mit den höheren Temperaturen und der längeren schneefreien Zeit ändern sich die Energiebilanz der Oberfläche, die biologischen Prozesse im Boden und somit der Austausch von Wasser und Kohlenstoff mit der Atmosphäre (Chapin et al., 2005; McGuire et al., 2007). Im Sommer steigen Evapotranspiration und „*active layer*“-Mächtigkeit an und verändern die Wasserbilanz. Dieser Trend wird sich auch in der Zukunft fortsetzen. Die GCM's (Global Climate Model) sagen für die Mitte des 21. Jahrhunderts einen Anstieg der sommerlichen Lufttemperatur sowie des Niederschlages in arktischen Regionen voraus (Walsh, 2008). Der Abfluss arktischer Flüsse soll bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um 5 bis 25% steigen (ACIA, 2005). Für Ost-Sibirien wird ein Anstieg der mittleren Bodentemperatur von 2 - 6°C und eine fortschreitende Zunahme der „*active layer*“-Mächtigkeit zwischen 0,5 m und 2 m bis zum Jahr 2099 vermutet (Sazonova & Romanovsky, 2004). Die, die arktischen Regionen prägende, feuchte Tundra ist abhängig von einer ausgeglichenen Wasserbilanz. Diese könnte sich durch das Absinken des Permafrostniveaus stark ändern. Für die Persistenz der feuchten Tundra ist der kontinuierliche Permafrost unerlässlich. Der Permafrost bildet eine Fließbarriere in vertikaler und horizontaler Richtung (Kane et al., 2003). Die Untersuchungen auf Samoylov bestätigen die Kontrollfunktion des „*active layer*“. Durch größere „*active layer*“-Mächtigkeiten entstehen neue Fließverbindungen und ein verstärkter lateraler Fluss zu Seen und Senken, aber auch zum Vorfluter und somit aus dem Gebiet heraus. Diese Veränderung in den Feuchtgebieten hat Einfluss auf den globalen Kohlenstoffkreislauf. Eine Region, die lange Zeit Kohlenstoff gespeichert hat, kann sich, wenn die Böden trockener werden, in eine Kohlenstoffquelle wandeln. Dadurch wird eine verstärkende Rückkopplung auf die globale Erwärmung verursacht (Oechel et al., 1998; Olivas et al., 2010; Liljedahl et al., 2011). Neben der Freisetzung aus dem Boden durch biologische Prozesse kann der Kohlenstoff durch eine Zunahme der lateralen Fließverbindungen zu Gewässern exportiert werden. Große Teile dieser Gebiete sind mit offenen Wasserflächen bedeckt. Im Lena-Delta nehmen die offenen Wasserflächen ca. 20% ein (Muster et al., 2012). Messungen der CO<sub>2</sub> Emissionen in Polygonseen auf Samoylov haben gezeigt, dass die Emissionen um eine Größenordnung höher liegen, als die der mit Vegetation bedeckten Tundraoberfläche (Abnizova et al., 2012). Der Eintrag

von Kohlenstoff in die Polygonseen geschieht durch laterale Grundwasserzuflüsse zum einen und dem Tauen des Grundeises zum anderen (Abnizova et al., 2012). Prognostizierte Zunahmen in der „*active layer*“ Mächtigkeit (AMAP, 2011) erhöhen die lateralen Zuflüsse zu den Polygonseen. Mit dieser Zunahme der lateralen Flüsse in bzw. aus einem Polygonzentrum oder -see nimmt auch der Transport von DOC und DIC in Bereiche zu, wo eine Freisetzung in die Atmosphäre stattfinden kann. Neben dem Transport und der Freisetzung des Kohlenstoffs innerhalb des Systems der arktischen polygonalen Tundra, könnte auch der Export aus diesen Bereichen zunehmen. Der Kohlenstoffgehalt des arktischen Ozeans ist entscheidend durch den Transport der in das Meer mündenden Flüsse und von organischen Kohlenstoffquellen der Küsten beeinflusst (Meybeck, 1982; Anderson et al., 1998; Stein & Macdonald, 2004).



## 6. Schlussfolgerung

Ziel dieser Diplomarbeit war die Messung der Wasserbilanz hinsichtlich der Komponenten Evapotranspiration, Niederschlag, Abfluss und Speicher und die Analyse deren saisonaler Dynamik und Unterschiede. Zu diesem Zweck wurden Daten verschiedener bestehender Messstationen verwendet. Es wurden Niederschlag, Verdunstung, Temperatur, Windgeschwindigkeit und Strahlung sowie Bodentemperatur und volumetrischer Wassergehalt des Bodens berücksichtigt. Für die Abfluss- und Speichermessungen der Seen und Polygonseen wurden neue Messungen durchgeführt bzw. neue Stationen errichtet. Die Abflüsse wurden mit Thomson-V-Wehren und der Salzverdünnungsmethode ermittelt. Die Messung der Speicheränderung in Seen und Polygonseen erfolgte mit räumlich verteilter Bestimmung der Wasserstände. Die Speicheränderung im Boden wurde für wassergesättigte Bereiche der Insel ebenfalls mit Wasserstandsmessungen erfasst. An den nicht wassergesättigten Standorten wurde die Änderung des volumetrischen Wassergehaltes im Boden benutzt. Die Messergebnisse für die jeweiligen Komponenten der Wasserbilanz wurden einzeln ausgewertet und es wurde eine Gesamtbilanz der Insel aufgestellt. Die Hydrologie der Insel Samoylov wird durch eine im Sommerzeitraum negative Wasserbilanz charakterisiert. Die Evapotranspiration von 190,9 mm überstieg die Niederschläge von 167,6 mm in der schneefreien Zeit von Anfang Mai bis Anfang Oktober 2008. Die klimatologische Wasserbilanz für diesen Zeitraum wies somit ein Defizit von 23,3 mm auf. Hinzu kamen noch die gemessenen Verluste durch Abfluss zwischen Mitte Juli bis Anfang September, die sich auf 4,8 mm beliefen. Betrachtet man die Wasserverluste durch Evapotranspiration und Abfluss, hatte mit unter 10% der Abfluss in diesem Zeitraum nur einen geringen Anteil an den Gesamtverlusten. Beurteilt man den Gesamtspeicher der Insel nur im Hinblick auf Niederschlag und Evapotranspiration, nahm dieser im Sommer ab. Die geringen Abflussmengen sowie die Änderungen der Speicher (Boden, Seen, Polygonseen und Gräben), deuten auf geringe laterale Zuflüsse hin. Dies zeigte, dass die Wasserbilanz im Sommer hauptsächlich durch Niederschlag und Verdunstung gesteuert wurde. Erst im Messzeitraum zum Ende des Sommers, wenn der „*active layer*“ die maximale Mächtigkeit erreicht hatte, es hohe Niederschläge gab und

der Wasserstand in Seen und Polygonseen vergleichsweise hoch war, spielten laterale Grundwasserzuflüsse eine Rolle. Die lateralen Fließverbindungen sind zum einen durch die Zunahme der „*active layer*“-Mächtigkeit und zum anderen durch degradierte Polygonstrukturen beeinflusst. Die Mikrotopographie der polygonalen Tundra bildet mit Polygonwall, -hang und -zentrum eine Fließbarriere. Fließverbindungen können erst entstehen, wenn sich die Wasserstände der umliegenden Bereiche an die Taufront des Permafrostniveaus angleichen bzw. sie übersteigen. Manchmal bestehen auch schon Fließnetzwerke durch eine degradierte Polygonstruktur. In der Bilanzierung des gesamten Jahres stellte der Schnee mit knapp 30% am Jahresniederschlag einen wichtigen Input dar. Der Vergleich mit anderen Jahren zeigte, dass die Sommerwasserbilanz meist negativ ist. So kann eine mehr oder weniger ausgeglichene Bilanz nur über das SWE im Winter erreicht werden. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass durch die Klimaerwärmung verursachte Änderungen, wie steigende Evapotranspiration und erhöhte „*active layer*“-Mächtigkeit, die Wasserbilanz nachhaltig beeinflussen können. Als Folge davon können sich die Stoffkreisläufe verändern und es könnte zu vermehrten Treibhausgasemissionen kommen. Mit dieser Untersuchung konnten die für die Wasserbilanz wichtigen Komponenten identifiziert werden. Es bestätigte sich die Annahme, dass die geringen Topographieunterschied und die fragmentierte Polygonstruktur hohen Einfluss auf Fließwege haben und somit auf die Wasserbilanz. Deshalb gibt es quasi autarke Regionen die nicht unmittelbar miteinander zusammenhängen. Eine gesamte Beurteilung der Wasserbilanz ist somit nur eingeschränkt möglich. Um Aussagen über die mittel- und langfristige Entwicklung auch im Hinblick auf den Klimawandel treffen zu können, ist es für weiterführende Untersuchungen wichtig, ein ganzjähriges Monitoring der Speicher über mehrere Jahre durchzuführen. Das Gleiche gilt für Abflussmessungen. Besonders von Interesse wäre die quantitative Abschätzung des Abflusses während und nach der Schneeschmelze. Des Weiteren brächte ein hochaufgelöstes DGM einen Erkenntnisgewinn im Hinblick auf kleine Strukturen und oberflächliche Fließnetzwerke. Um die genauen Fließwege auch im Untergrund abschätzen zu können, wären Messungen der jeweilige „*active layer*“-Mächtigkeit flächendeckend und zu den verschiedenen Zeitpunkten unerlässlich.

## Literaturverzeichnis

- Aastad, J. and Sjøgnen, R. (1928): Ny metode for bestemmelse av vannføringen i naturlige og kunstige vannløp - den relative fortynningsmetode, *Tekn, Ukeblad* , 75, 283-286.
- Aastad, J. and Sjøgnen, R. (1954): Discharge measurements by means of a salt solution, The relative dilution method, *Assemblee Int. d'Hydrologie de Rome* , 38, 289-292.
- Abnizova, A., Siemens, J., Langer, M. and Boike, J. (2012): Small ponds with major impact: The relevance of ponds and lakes in permafrost landscapes to carbon dioxide emissions, (unpublished paper).
- Anderson, L. G., Olsson, K. and Chierici, M. (1998): A carbon budget for the Arctic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*. 12:455–465.
- Arctic Climate Impact Assessment (ACIA) (2005): Arctic Climate Impact Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, U. K. pp.1042.
- Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) (2011) Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere. Oslo, Norway.
- Bigras, S. C. (1990): Hydrological regime of lakes in the Mackenzie delta, Northwest Territories, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 22, 163-174.
- Boike, J., Wille, C. and Abnizova, A. (2008): Climatology and summer energy and water balance of polygonal tundra in the Lena River Delta, Siberia.
- Boike, J. et al. (2012): Baseline characteristics of climate, permafrost, and land cover from a new permafrost observatory in the Lena Delta, Siberia (1998-2011), (unpublished paper).
- Bowling, L. C., Kane, D. L., Giech, R. E., Hinzman, L. D. (2003): The role of surface storage in a low-gradient Arctic watershed. *Water Resources Research*, 39(4), 1087. DOI: 10.1029/2002WR001466.
- Brown, J., Dingman, S. L., and Lewellen, R. (1968): Hydrology of a drainage basin on the Alaskan Arctic Coastal Plain. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Research Report 240. 18 pp.
- Brown, J., Ferrians, Jr., O. J., Heginbottom, J. A. and Melnikov, E. S. (1998) Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. <http://nsidc.org/data/ggd318.html>.

- Chapin III, F., Sturm, M., Serreze, M., McFadden, J. P., Key, R. J. and co-authors (2005): Role of land-surface changes in Arctic summer warming. *Science* 310(5748), 657-660.
- Davis, T. (2001): *Permafrost: a guide to frozen ground in transition*. University of Alaska Press, Fairbanks.
- DIN 4049 (1994): Teil 3: Hydrologie; Begriffe zur quantitativen Hydrologie. (DIN Deutsches Institut für Normung e.V.; Beuth Verlag) Berlin.
- Dyck, S. und Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*, Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Eugster, W., Rouse, W., Pielke Sr, R., Mcfadden, J., Baldocchi, D., Kittel, T., Chapin, F., Liston, G., Vidale, P., Vaganov, E., et al. (2000): Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate. *Global Change Biology*, 6(S1):84-115.
- Euskirchen, S. E., McGuire, A. D. and Chapin, F. S. (2007): Energy feedbacks of northern high-latitude ecosystems to the climate system due to reduced snow cover during 20th century warming. *Global Change Biology* 13:2425–2438.
- Foken, T. (2003): *Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologische Methoden*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- French, H. M. (2007): *The Periglacial Environment*, John Wiley, Chichester, U. K..
- Garratt, J. R. (1994): *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, pp. 334.
- Guan, X. J., Spence, C., and Westbrook, C. J. (2010): Shallow soil moisture – ground thaw interactions and controls – Part 2: Influences of water and energy fluxes, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1387–1400.
- Hall, J. V., Frayer, W. E., Wilen, B. O. (1994): *Status of Alaska Wetlands* US Fish and Wildlife Service, AK Region, 32pp.
- Hinzman L. D., Kane D. L., Gieck R. et al (1991): Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic. *Cold Regions Science and Technology* 19(2): 95–110. doi:10.1016/0165-232X(91)90001-W.
- Hinzman, L. D., Kane, D. L., Yoshikawa, K., Carr, A., Bolton, W. R., and Frayer, M. (2003): Hydrological variations among watersheds with varying degrees of permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland [Phillips, M., S. M. Springman, and L. U. Arenson (eds.)]. A. A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 407–411.

- IPCC (2007): Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H. and Zhang, T. (2007): Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller, H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kane, D.L., Gieck, R.E. and Hinzman, L.D. (1990): Evapotranspiration From a Small Alaskan Arctic Watershed. *Nordic Hydrology* 21:253-272.
- Kane, D.L., Gieck, R.E. and Bowling, L.C. (2003): Impacts of Surficial Permafrost landforms on Surface Hydrology. In: *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland. July 21-25, 2003.* 507-511.
- Kane, D. L. and Yang, D. (Editors) (2004): *Northern Research Basins Water Balance*, IAHS, Publication 290.
- Kattenstroth, B. (2009): Long term climate, water balance and energy partitioning characteristics of a tundra site in the Lena River Delta, Siberia. Diploma thesis University Potsdam.
- Kindsvater, C. E. (1964): Discharge characteristics of embankment-shaped weirs. Geological Survey Water Supply Paper 1617-A.
- Kulin, G. and Compton, P. R. (1975): A guide to methods and standards for the measurement of water flow. U.S. Dept. of Commerce, National Bureau of Standards, Washington
- Kutzbach, L. (2000): Die Bedeutung der Vegetation und bodeneigener Parameter für die Methanflüsse in Permafrostböden. Master's thesis, University Hamburg.
- Lachenbruch, A. H. (1962): Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 70, 1– 69.
- Lachenbruch, A. H., Marshall, B. V. (1986): Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science* 234: 689–696.
- Lafleur, P. M. (1990): Evapotranspiration from sedge-dominated wetland surfaces, *Aquatic Botany*, Vol. 337, pp. 341-353.
- Langer, M., Westermann, S., Muster, S., Piel, K., and Boike, J. (2011): The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia – Part 1: Spring to fall, *The Cryosphere*, 5, 151–171.
- Liljedahl, A. K., Hinzman, L. D., Harazono, Y., Zona, D., Tweedie, C. E., Hollister, R. D., Engstrom, R. and Oechel, W. C. (2011): Nonlinear controls on evapotranspiration in arctic coastal wetlands. *Biogeosciences*, 8(11): 3375–3389. doi:10.5194/bg-8-3375-2011.

- Magnuson, J., Robertson, D., Son, B., Wynne, R., Livingstone, D., Arai, T., Assel, R., Barry, R., Card, V., Kuusisto, E., Grannin, N., Prowse, T., Steward, K., Vuglinski, V. (2000) Historical trends in lake and river ice cover in the northern hemisphere. *Science* 289: 1743–1746.
- Marsh, P. and Woo, M. K. (1977): The water balance of a small pond in the High Arctic. *Arctic* 30: 109–117.
- Marsh, P. and Bigras, S. C. (1988): Evaporation from Mackenzie delta lakes, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 20 (2), 220-229.
- McGuire, A. D., Chapin III, F. S., Wirth, C. et al. (2007): Responses of high latitude ecosystems to global change: potential consequences for the climate system. In: *Terrestrial Ecosystems in a Changing World* (eds Canadell JG, Pataki DE, Pitelka LF), pp. 297–310. The IGBP Series, Springer-Verlag, Berlin.
- McGuire, A.D., Anderson, L.G., Christensen, R.T., Dallimore, S., Guo, L., Hayes, D.J., Heimann, M., Lorenson, T.D., Macdonald, R.W., and Roulet, N. (2009): Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecol. Monogr.* 79(4): 523–555. doi:10.1890/08-2025.1.
- McNamara, J. P., Kane, D. L. and Hinzman, L. D. (1998) An analysis of streamflow hydrology in the Kuparuk River basin, Arctic Alaska: A nested watershed approach, *J. Hydrol.*, 206(1–2), 39–57.
- Mendez, J., Hinzman, L. D., Kane, D. L. (1998): Evapotranspiration from a wetland complex on the Arctic coastal plain of Alaska, *Nord. Hydrol.*, 29(4/5), 303–330.
- Meybeck, M. (1982): Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. *American Journal of Science* 282:401–450.
- Moskvin, Y. P. (1989): Runoff from hummocky marshes of western Siberia. *Soviet Meteorology and Hydrology*, 3, 88-94.
- Murray, F. W. (1967): On the computation of saturation vapor pressure, *J. Appl. Meteorol.*, 6, 203-204.
- Muster, S., Langer, M., Heim, B., Westermann, S. and Boike, J. (2012): Subpixel heterogeneity of ice-wedge polygonal tundra: a multi-scale analysis of land cover and evapotranspiration in the Lena River Delta, Siberia. *Tellus B* 64: doi:10.3402/tellusb.v64i0.17301
- NASA Landsat Program (2000): Lena Delta, in *Landsat 7/ETM+, Visible Earth*, v1 ID: 407 18024, USGS EROS Data Center Satellite Systems Branch, 10/10/2011.
- Nelson, F. E., Anisimov, O. E. and Shiklomonov, O. I. (2001): Subsidence risk from thawing permafrost, *Nature*, 410, 889– 890.
- Oechel, W. C., Vourlitis, G. L., Hastings, S. J., Ault, R. P., and Bryant, P. (1998): The effects of water table manipulation and elevated temperature on the net CO<sub>2</sub> flux of wet sedge tundra ecosystems, *Glob. Change Biol.*, 4, 77–90.

- Olivas, P. C., Oberbauer, S. F., Tweedie, C. E., Oechel, W. C., and Kuchy, A. (2010): Responses of CO<sub>2</sub> flux components of Alaskan Coastal Plain tundra to shifts in water table, *J. Geophys. Res.*, 115, G00I05, doi:10.1029/2009JG001254.
- Østrem, G. (1964): A method of measuring water discharge in turbulent streams, *Geograph. Bull.*, 21, 21-43.
- Pfeiffer, E., Akhmadeeva, I., Becker, H., Friedrich, K., Wagner, D., Quass, W., Zhurbenko, M., and Zöllner, E. (1999): Modern processes in permafrost affected soils. Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV-SEA 2000: The Expedition LENA 1998, (315):19-53.
- Pfeiffer, E., Wagner, D., Kobabe, S., Kutzbach, L., Kurchatova, A., Stoof, G., and Romanovskii, N. N. & Hubberten, H.-W. (2001): Results of Permafrost Modelling of the Lowlands and Shelf of the Laptev Sea Region, Russia. In: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, S. 191-202.
- Quinton, W., Marsh, P. (1999): A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment. *Hydrol Process* 13(16): 2563–2581.
- Robinson, C. H., Wookey, P. A., Parsons, A. N., Potter, J. A., Callaghan, T. V., Lee, J. A., Press, M. C. and Welker, J. M. (1995): Responses of plant litter decomposition and nitrogen mineralisation to simulated environmental change in a high Arctic polar semi-desert and a subArctic dwarf shrub heath. *Oikos* 74:503–512.
- Robinson, D. A., Dewey, K. F., Heim, R. R. (1993): Global snow cover monitoring: an update. *Bulletin American Meteorological Society* 74: 1689–1696.
- Romanovskii, N. N., Hubberten, H.-W. (2001): Results of permafrost modelling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 191–202.
- Roulet, N. T. and Woo, M. K. (1986): Wetland and lake evaporation in the low Arctic. *Arctic and Alpine Research*, 18: 195-200.
- Rouse, W. R., Carlson, D. W. & Weick, E. J. (1992): Impacts of summer warming on the energy and water balance of wetland tundra. *Climate Change*, 22, 305–326.
- Rovansek, R. J., Hinzman, L. D., Kane, D. L. (1996): Hydrology of a tundra wetland complex on the Alaskan Arctic Coastal Plain. *Arctic and Alpine Research* 28(3): 311–317.
- Sazonova, T. S., Romanovsky, V. E., Walsh, J. E., Sergueev, D.O., (2004): Permafrost dynamics in the 20th and 21st centuries along the East Siberian transect. *Journal of Geophysical Research* 109: D01108, DOI:10/1029/2003JD003680.

- Scheritz, M., Dietrich, R., Scheller, S., Schneider, W. and Boike, J. (2008): High Resolution Digital Elevation Model of Polygonal Patterned Ground on Samoylov Island, Siberia, Using Small-Format Photography, In: United states permafrost association, 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska, Fairbanks, USA, 1589-1594.
- Schmid, H. (1994): Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 67(3), 293-318.
- Selkregg, L. L. (1975): Alaska Regional Profile, Vol. 2: Arctic Region State of Alaska, Office of the Governor, 218pp.
- Serreze, M. C. and Francis, J. A. (2006): The Arctic amplification debate. *Climatic Change* 76:241–264.
- Sonntag, D (1990): Important new Values of the Physical Constants of 1986, Vapour Pressure Formulations based on ITS-90, and Psychrometer Formulae. *Zeitschrift für Meteorologie.* 40 (5), 340–344.
- Souch, C., Wolfe, C. P., Susan, C., Grimmond, B. (1996): Wetland evaporation and energy partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore. *Journal of Hydrology* 184, 189–208.
- Stein, R. and Macdonald, R. W. (2004). Arctic Ocean organic carbon accumulation and its global significance. In Stein, R. and Macdonald, R. W. editors. *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean.* Springer, Berlin, Germany. 315–322.
- Tarnocai, C., Zoltai, S. C. (1988): Wetlands of Arctic Canada. In *Wetlands of Canada, Ecological Land Classification Series No. 24.* Environment Canada and Polysciences Publications Inc.: Montreal; 29–53.
- Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G. and Zimov, S. (2009): Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region, *Global Biogeochem. Cycles*, 23, GB2023, doi: 10.1029/2008GB003327.
- USGS (2000): The Lena River Delta, US Geological Survey: Digital Image, [http://eros.usgs.gov/imagegallery/collection.php?type=earth as art](http://eros.usgs.gov/imagegallery/collection.php?type=earth%20as%20art).
- Vörösmarty, C. J., Hinzman, L. D., Peterson, B. J., Bromwich, D. H., Hamilton, L. C., Morison, J., Romanovsky, V. E., Sturm, M. and Webb, R. S. (2001): *The Hydrologic Cycle and Its Role in Arctic and Global Environmental Change: A Rationale and Strategy for Synthesis Study*, 84 pp., Arct. Res. Consortium of the U.S., Fairbanks, Alaska.
- Vourlitis, G. and Oechel, W. (1999): Eddy covariance measurements of CO<sub>2</sub> and energy fluxes of an Alaskan tussock tundra ecosystem. *Ecology*, 80(2):686-701.
- Walker, H. J. (1998): Arctic Deltas. In: *Journal of Coastal Research*, 14(3), S. 718-738.
- Walsh, J. E. (2008): Climate of the Arctic Marine Environment, *Ecol. Appl.*, 18, 3–22, 110.



- Washburn, A. L. (1973): *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Wiley, New York.
- Wille, C., Kutzbach, L., Sachs, T., Wagner, D. & Pfeiffer, E.-M. (2008): Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: Eddy covariance measurements and modelling. In: *Global Change Biology*, 14, S. 1395-1408.
- Woo, M. K. (1986): Permafrost hydrology in North America. *Atmosphere-Ocean* 24: 201–234.
- Woo, M. K., Xia, Z. J. (1995): Suprapermafrost groundwater seepage in gravelly terrain, Resolute, N.W.T., Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 6: 57–72.
- Woo, M. K., Young, K. L. (1997): Hydrology of a small drainage basin with polar oasis environment. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 257–277.
- Woo, M. K., Young, K. L. (2003): Hydrogeomorphology of patchy wetlands in the High Arctic, polar desert environment. *Wetlands* 23: 291–309.
- Woo, M. K., Guan, X. J. (2006): Hydrological connectivity and seasonal storage change of tundra ponds in a polar oasis environment, Canadian High Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 309–323. DOI: 10.1002/ppp.565
- Woo, M. K., Young, K. L. (2006): High Arctic wetlands: their occurrence, hydrological characteristics, and sustainability. *Journal of Hydrology* 320: 432–450.
- Woo, M. K., Kane, D. L., Carey, S. K., and Yang, D. (2008): Progress in permafrost hydrology in the new millennium, *Permafrost Periglac.*, 19, 237–254.
- Yang, D., Kane, D. L., Hinzman, L. D., Zhang, X., Zhang, T. and Ye, H. (2002): ‘Siberian Lena River hydrologic regime and recent change’, *J. Geophys. Res.* 107(D23), 4694, doi:10.1029/2002JD002542.
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowlde, K., Heginbottom, J. A. and Brown, J. (1999): Statistics and Characteristics of Permafrost and Ground-Ice Distribution in the Northern Hemisphere, *Polar Research*, 23, 132-154.
- Zhulidov, A. V., Headley, J. V., Robarts, R. D., Nikanorov, A. M., Ischenko, A. A. (1997): *Atlas of Russian Wetlands* National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Environment Canada, 309pp.
- Zimov, S. A., Schuur, E. A. G. and Chapin III, F. S. (2006): Permafrost and the global carbon budget. *Science* 312:1612–1613.

## Anhang

Anhang 1:	a) Schneehöhe, b) Schneedichte und c) Schneewasseräquivalent für Polygon-zentrum, Polygonhang, Polygonwall und gesamtes Polygon .....	II
Anhang 2:	Wasserbilanz der Seen, Polygonseen, Gräben und des Bodens.....	III
Anhang 3:	Zeigt die Wasserstandsänderung in den Seen WL1 - WL6, in den Polygonen PWL1 - PWL3, im Graben CWL und den Wasserstand im Boden [mm] für die einzelnen Messperioden .....	V
Anhang 4:	Klimatologische Wasserbilanz für die einzelnen Perioden und für das gesamte Jahr a) in [mm] und b) in [m <sup>3</sup> ] .....	VI
Anhang 5:	Digitales Geländemodell (DGM) der Insel Samoylov mit Messstellen .....	VII

**Anhang 1: a) Schneehöhe, b) Schneedichte und c) Schneewasseräquivalent für Polygon-zentrum, Polygonhang, Polygonwall und gesamtes Polygon**

a) Schneehöhe [m]

	Mittel	min	max	SD
Polygonzentrum	0.46	0.28	0.57	0.07
Polygonhang	0.32	0.19	0.46	0.06
Polygonwall	0.17	0.09	0.31	0.04
gesamtes Polygon	0.32	0.09	0.57	0.13

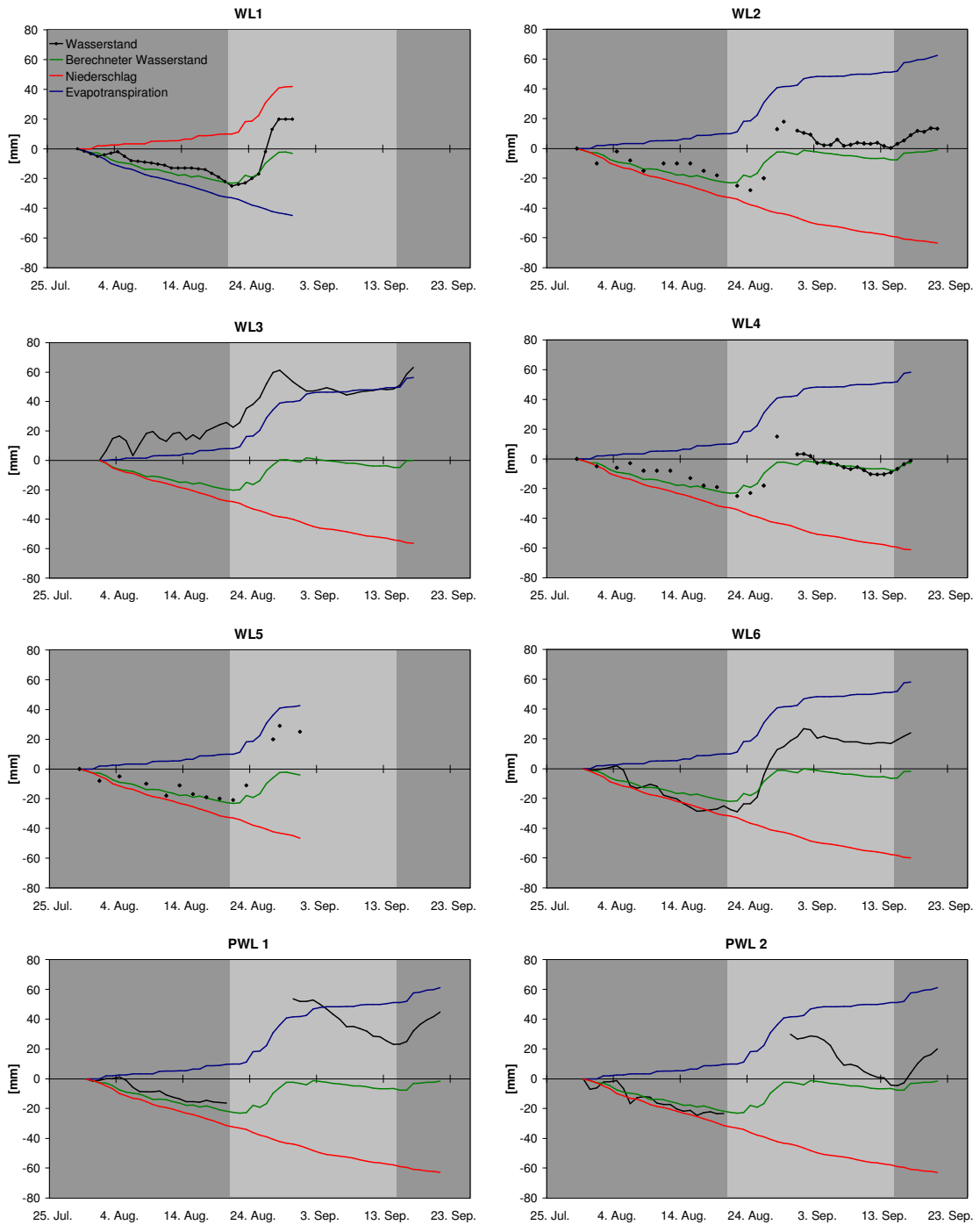
b) Dichte [kg/m<sup>3</sup>]

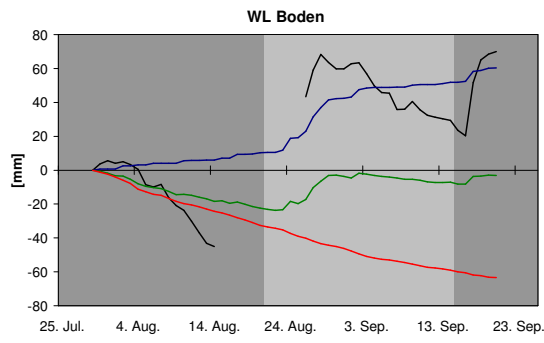
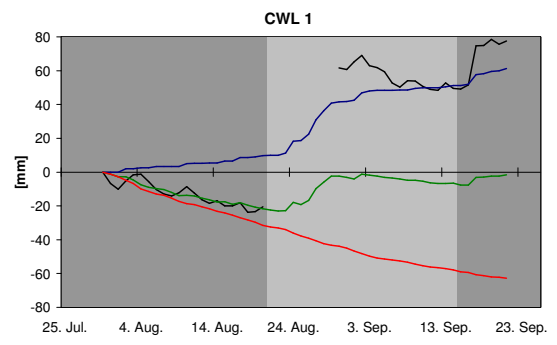
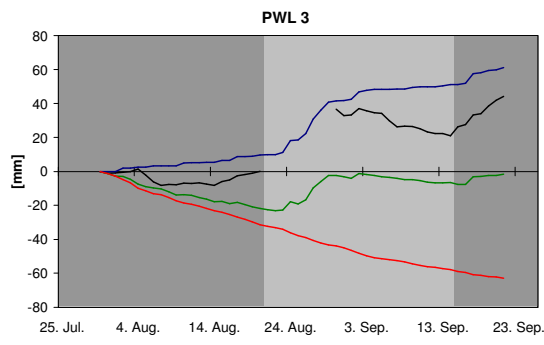
	Mittel	min	max	SD
Polygonzentrum	223.80	141.40	310.40	39.70
Polygonhang	195.70	129.20	308.20	38.30
Polygonwall	164.50	65.80	318.90	52.90
gesamtes Polygon	194.70	65.80	318.90	50.20

c) SWE [mm]

	Mittel	min	max	SD
Polygonzentrum	103.30	48.20	158.30	24.60
Polygonhang	62.80	25.20	112.20	19.00
Polygonwall	28.90	9.40	74.50	12.80
gesamtes Polygon	65.00	9.40	158.30	36.10

**Anhang 2: Wasserbilanz der Seen, Polygonseen, Gräben und des Bodens**





**Anhang 3: Zeigt die Wasserstandsänderung in den Seen WL1 - WL6, in den Polygonen PWL1 - PWL3, im Graben CWL und den Wasserstand im Boden [mm] für die einzelnen Messperioden**

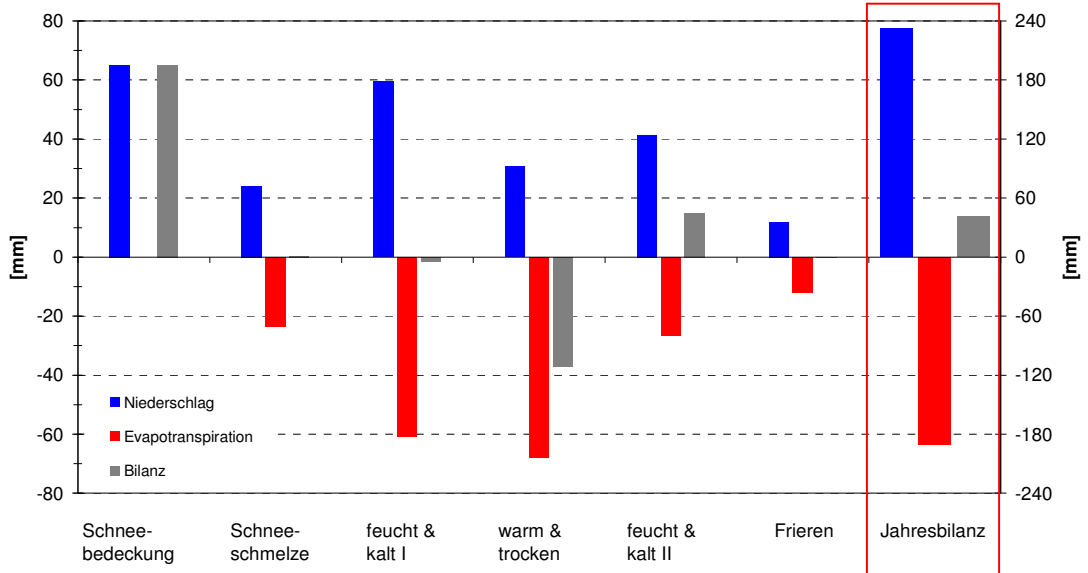
Periode	WL1	WL2	WL3	WL4	WL5	WL6	PWL1	PWL2	PWL3	CWL	WL Boden
warm & trocken	-25.0*	-22.7*	-22.4*	-22.0*	-21.0*	-27.5*	-16.4*	-23.3*	0.1*	-20.5*	-44.0*
feucht & kalt II	45.0*	25.8	73.6	15.2	46.0*	46.9	39.8	18.7	26.2	69.7	67.6
Frieren	-/-	10.1*	11.9*	5.6*	-/-	4.6*	21.4*	24.7*	18.0*	28.3*	46.4*
Summe	20.0	13.3	63.1	-1.2	25.0	24.0	44.8	20.1	44.3	77.5	69.9

-/- Keine Messungen

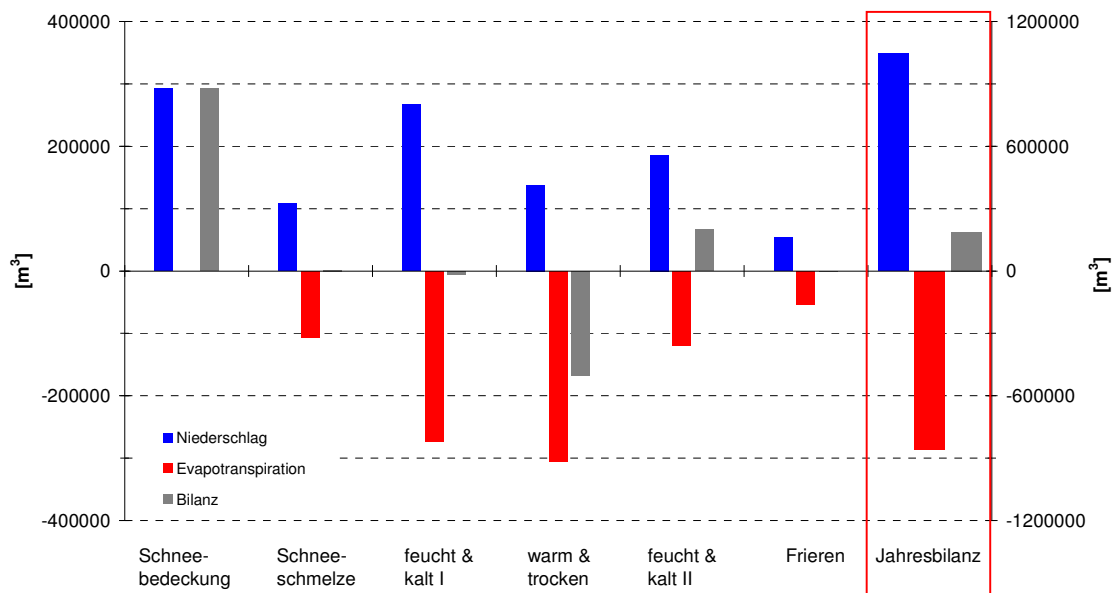
\* Der Messzeitraum deckt nicht die gesamte Periode ab

**Anhang 4: Klimatologische Wasserbilanz für die einzelnen Perioden und für das gesamte Jahr a) in [mm] und b) in [m<sup>3</sup>]**

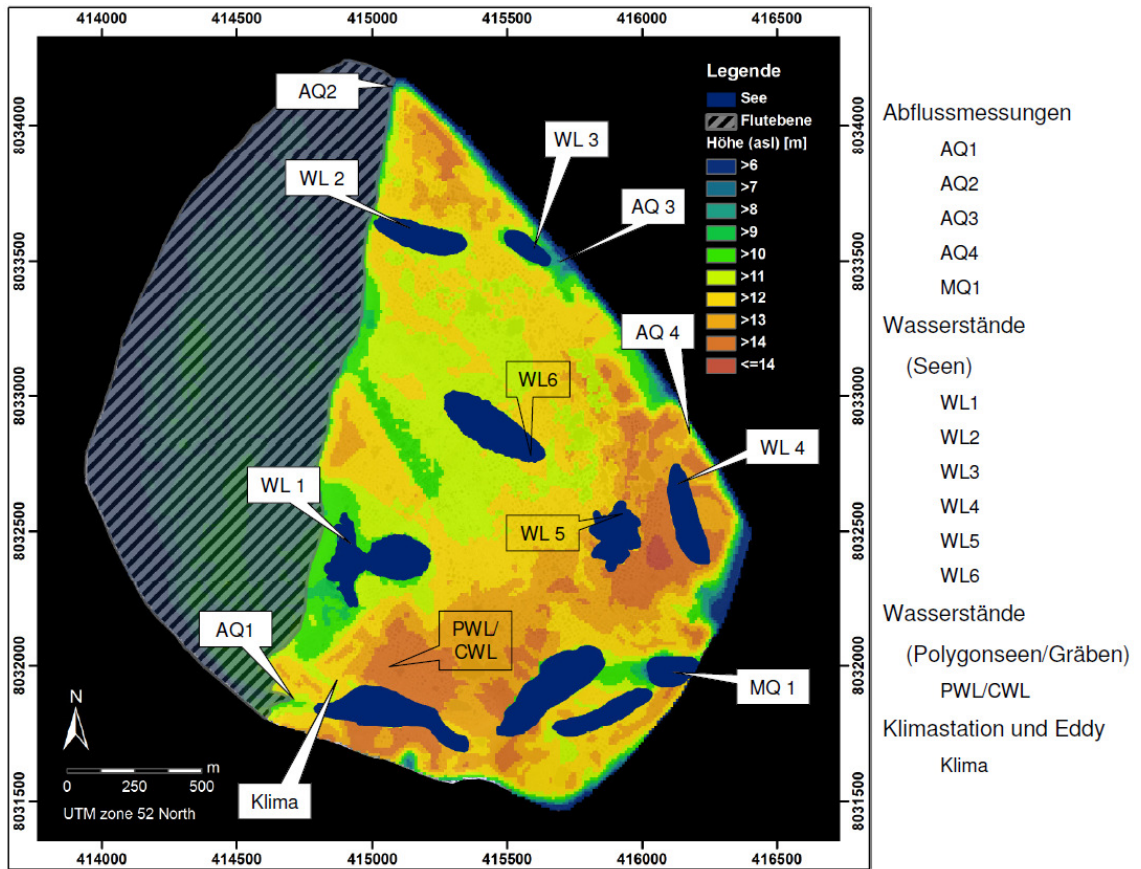
a)



b)



Anhang 5: Digitales Geländemodell (DGM) der Insel Samoylov mit Messstellen





## **Eidesstattliche Versicherung**

Hiermit versichere ich, die vorliegende Diplomarbeit selbstständig und ohne unerlaubte Hilfe Dritter angefertigt zu haben. Sämtliche Quellen und Hilfsmittel sind angegeben. Die aus den benutzten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen sind als solche kenntlich gemacht. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Potsdam, 25. Juni 2012

Niko Bornemann

## Danksagung

Ich bedanke mich sehr herzlich bei PD Dr. Julia Boike, meiner Betreuerin, für ihr Engagement und die mir gewährte Unterstützung in theoretischen wie auch praktischen Fragen während der Anfertigung meiner Diplomarbeit. Auch meinem Betreuer Prof. Dr. Axel Bronstert gilt mein spezieller Dank für seine hilfreichen Anregungen und seine konstruktive Kritik bei der Erstellung dieser Arbeit. Weiterhin danke ich Dr. Moritz Langer für die ständige Offenheit gegenüber meinen Fragen und die großartige Unterstützung bei der Realisierung dieser Diplomarbeit. Mein Dank gilt außerdem Sina Muster für ihre Hilfe in fernerkundlichen Belangen. Vielen Dank auch an das Alfred-Wegener-Institut (Potsdam) für die finanzielle Ermöglichung dieser Diplomarbeit und für die zur Verfügung gestellte Infrastruktur. Ein besonderer Dank geht an Günter Stoof und Waldemar Schneider für die logistische und praktische Hilfe vor und während der Feldarbeiten. Auch die Mithilfe der anderen, nicht genannten Mitarbeiter des Alfred-Wegener-Instituts, habe ich sehr geschätzt. Des Weiteren danke ich meinen Eltern für die Unterstützung während meines Studiums. Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Mutter für ihre engagierte Mithilfe bei der Korrektur des Manuskriptes. Herzlichen Dank auch an Mirella Glor und Erik Sommerer für das kritische Korrekturlesen und ihre konstruktiven Vorschläge. Abschließend bedanke ich mich bei denen, die hier nicht erwähnt wurden, aber dennoch zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.