



universität  
wien

# MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Der Klimawandel und seine Auswirkungen auf ausgewählte  
Gletscher der Alpen und arktischen Meereises  
- Status Quo und Perspektiven“

verfasst von / submitted by

Monika Widzyk, B.Sc.

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of

Master of Science (MSc)

Wien, 2021 / Vienna 2021

Studienkennzahl lt. Studienblatt /  
degree programme code as it appears on  
the student record sheet:

UA 066 855

Studienrichtung lt. Studienblatt /  
degree programme as it appears on  
the student record sheet:

Masterstudium Geographie

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dipl.-Geogr. Dr. Thomas Glade



## **ERKLÄRUNG**

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Masterarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Masterarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.

Wien, am 1. 05. 2021



## **DANKSAGUNG**

Mit der Fertigstellung dieser Masterarbeit, beende ich mein Masterstudium der Geographie mit den Schwerpunkten Geomorphologie und Risikoforschung sowie Geoökologie und Quartärforschung am Institut für Geographie und Regionalforschung der Universität Wien.

An dieser Stelle gebührt mein herzlichster Dank allen Personen, die mich im Rahmen meines Studiums begleitet und unterstützt haben. Allen voran meinen lieben Eltern, die mich zu jeder Zeit bedingungslos inspiriert, motiviert, mental aufgebaut und finanziell unterstützt haben. Ich danke ihnen vor allen Dingen für ihre Geduld und dass sie den Glauben an mich nie verloren hatten. Großen Dank möchte ich sowohl Stephan als auch Holger Bergold aussprechen. Stephan Dir, da Du mir immer zu richtigen Zeit die Daumenschrauben angezogen und mir stets mit motivierenden Worten zur Seite standst und Holger Dir, sowohl für die Korrektur dieser Arbeit als auch die bedingungslose Bereitschaft mit mir im fachlichen Dialog zu stehen.

Dass diese Masterarbeit letzten Endes überhaupt verfasst werden konnte, verdanke ich Herrn Univ. Prof. Dipl. Geogr. Dr. Thomas Glade, der mir nach einer mehrjährigen Studienpause motivierend und fördernd zur Seite stand und mir die Beendigung meines Studiums ermöglichte.

Vielen Dank!



# INHALTSVERZEICHNIS

<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>iii</b>
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b>	<b>v</b>
<b>ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>vi</b>
<b>KURZFASSUNG</b>	<b>vii</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>ix</b>
<b>1. EINLEITUNG</b>	<b>1</b>
<b>2. FORSCHUNGSFRAGEN UND ARBEITSHYPOTHESEN</b>	<b>4</b>
<b>3. KRYOSPHÄRE UND GLETSCHER</b>	<b>6</b>
<b>3.1. Kryosphäre</b>	<b>6</b>
<b>3.2. Gletscher und Gletschertypen</b>	<b>12</b>
<b>3.3. Vergletscherung der Alpen – Eiszeit</b>	<b>22</b>
<b>3.4. Geomorphologische Prozesse in glazialen Gebieten</b>	<b>26</b>
3.4.1. Gravitative Massenbewegungen	26
3.4.2. Lawinen	33
3.4.3. Periglaziale Prozesse	35
<b>3.5. Natürliche Einflussfaktoren der Kryosphäre- und Gletscherbildung</b>	<b>41</b>
3.5.1. Milankovitch-Zyklen	41
3.5.2. Plattentektonik – Kontinentalverschiebung – Vulkanaktivität	47
<b>3.6. Anthropogene Einflussfaktoren – Der anthropogene Klimawandel</b>	<b>53</b>
3.6.1. Waldrodungen für Viehzucht	57
3.6.2. Waldrodungen für Palmölplantagen	58
3.6.3. Rodung borealer Nadel- und Laubwälder	59
3.6.4. Tauen von Permafrostböden als Folge von Waldbränden	61
<b>4. METHODIK</b>	<b>63</b>

<b>5. AUSWIRKUNGEN</b>	<b>66</b>
<b>5.1. Auswirkungen auf Gebirgsgletscher – Gletscherrückgang</b>	<b>74</b>
5.1.1. Gletscherrückgang in den europäischen Alpen	79
5.1.2. Gletscherrückgang am Beispiel des Mer de Glace	81
5.1.3. Gletscherrückgang am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers	86
5.1.4. Geomorphologische Auswirkungen und Sozialrisiken des Gletscherrückgangs	89
5.1.4.1. Gletscherseeausbruch am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers	97
5.1.4.2. Gravitative Massenbewegungen am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers	100
5.1.5. Auswirkungen auf das lokale Klima der Alpen	103
<b>5.2. Auswirkungen auf den Rückgang des arktischen Meereises</b>	<b>111</b>
5.2.1. Sozio-ökonomische Auswirkungen des Meereisrückgangs in der Arktisregion	119
5.2.1.1. Erdöl- und Erdgasvorkommen	120
5.2.1.2. Bodenschätze	121
5.2.1.3. Fischerei	121
5.2.1.4. Schifffahrt	122
5.2.2. Klimatische Auswirkungen des Meereisrückgangs	124
5.2.2.1. Der Einfluss der Nordatlantischen Oszillation (NAO) auf das europäische Wettergeschehen	125
5.2.2.2. Die Wirkung des Jetstreams auf das europäische Wettergeschehen Sommer 2008	129
<b>6. PERSPEKTIVEN</b>	<b>132</b>
<b>7. DISKUSSION</b>	<b>137</b>
<b>8. ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>141</b>

## **ABBILDUNGSVERZEICHNIS**

Abbildung 1: Komponenten der Kryosphäre	8
Abbildung 2: Thermohaline Zirkulation	11
Abbildung 3: Schneemetamorphose	13
Abbildung 4: Gletschermassenbilanz	14
Abbildung 5: Art der Gletscherspalten	16
Abbildung 6: Schema des Druckschmelzens	17
Abbildung 7: Inlandeis Grönland	18
Abbildung 8: Eisstromnetz Westgrönland	19
Abbildung 9: Kargletscher	20
Abbildung 10: Talgletscher	21
Abbildung 11: Kaltzeiten	22
Abbildung 12: Vereisung des Alpenvorlands während Würm- und Riss-Eiszeit	23
Abbildung 13: Temperaturschwankungen des Holozäns	25
Abbildung 14: Vorkommen Permafrost	37
Abbildung 15: Frostverwitterung	39
Abbildung 16: Exzentrizität	42
Abbildung 17: Variation der Erdachsenneigung	43
Abbildung 18: Präzession	45
Abbildung 19: Warmzeiten und Eiszeitalter	49
Abbildung 20: Kumulative Kohlenstoffdioxid Emissionen	55
Abbildung 21: Anomalie der globalen Oberflächentemperatur Juni 2020	60
Abbildung 22: Globaler Trend Veränderung der bodennahen Lufttemperatur	69
Abbildung 23: Anzahl tropischer Wirbelstürme weltweit	69
Abbildung 24: Schadensereignisse	72
Abbildung 25: Entwicklung Gletschermassenbilanz weltweit	76
Abbildung 26: Gletschermassenbilanz regionaler Gletscher	79
Abbildung 27: Gletschermassenbilanz sowie Gletscherlänge alpiner Gletscher	81
Abbildung 28: Geographische Lage Mer de Glace	82
Abbildung 29: Fluktuation des Mer de Glace	83
Abbildung 30: Vergleich Mer de Glace 1825 und 2005	85

Abbildung 31: Geographische Lage Unterer Grindelwaldgletscher	86
Abbildung 32: Fluktuation Unterer Grindelwaldgletscher	87
Abbildung 33: Vergleich Unterer Grindelwaldgletscher 1858 und 2005	88
Abbildung 34: Trift-Gletscher 1948 und 2006	90
Abbildung 35: Prozessabfolge GLOF	93
Abbildung 34: Schema Dammüberlauf	94
Abbildung 35: Riegelbildung Unterer Grindelwaldgletscher	98
Abbildung 36: Längenprofil Unterer Grindelwaldgletscher	99
Abbildung 37: Schlossplatte Vergleich 2006 und 2008	101
Abbildung 38: Felssturzaktivität Schlossplatte 2008	101
Abbildung 39: Stieregghütte 2015	102
Abbildung 40: Anomalien der Mitteltemperatur am Mutterbergersee	105
Abbildung 41: Temperaturentwicklung Europa Szenarien	106
Abbildung 42: Veränderung Temperatur- und Niederschlagsmuster	108
Abbildung 43: Schneevolumen unter heutigem Klima	109
Abbildung 44: Geographische Darstellung Arktisregion	112
Abbildung 45: Arktische Meereisausdehnung (September) Szenarien	113
Abbildung 46: Arktische Meereisausdehnung (März) Szenarien	114
Abbildung 47: Arktisches Meereisminimum September	116
Abbildung 48: Wahrscheinlichkeit Verteilung Meereisbedeckung Arktis	117
Abbildung 49: Meereiskonzentration Januar 2021	118
Abbildung 50: Überblick Nordwest-Passage und Nordost-Passage	123
Abbildung 51: Nordatlantische Oszillation	126
Abbildung 52: Temperaturanomalien Arktis, Kara- und Barentssee	128
Abbildung 53: Graphische Darstellung Jetstream	129
Abbildung 54: Jetstream Wellen im Sommer 2008	130
Abbildung 55: Veränderung der globalen Mitteltemperatur	132
Abbildung 56: Modellierter Entwicklung globaler Jahresmitteltemperatur	133
Abbildung 57: Modellierter Ausdehnung des Meereises im September	134
Abbildung 58: Modellierter Meeresspiegelanstieg	135

## **TABELLENVERZEICHNIS**

Tabelle 1: Klassifikation gravitative Massenbewegungen	30
Tabelle 2: Vorbereitende u. auslösende Faktoren für grav. Massenbewegungen	32
Tabelle 3: Internationale Lawinenklassifikation	34
Tabelle 4: Gletschergefahren	91

## **ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS**

LIA	Kleine Eiszeit (Little Ice Age)
NAO	Nordatlantische Oszillation
AO	Arktische Oszillation
SLF	Schnee- und Lawinenforschung
WSL	Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft
AAI	Lawinenaktivitätsindex
ELA	Gletscher Gleichgewichtslinie (Equilibrium Line)
GLOF	Glacier Lake Outburst Flood
USGS	United States Geological Survey
NASA	National Aeronautics and Space Administration
C3S	Copernicus Climate Change Service
CAMS	Copernicus Atmosphere Monitoring Service
KAWA	Amt für Wald
WGMS	World Glacier Monitoring Service
AMSA	Arctic Marine Shipping Assessment

## **KURZFASSUNG**

In den letzten Jahrzehnten hat der Klimawandel in der globalen Politik, der Wirtschaft und in den Köpfen der Menschen an Bedeutung gewonnen. Nie zuvor war die Diskussion über die Rolle des Menschen auf die globalen Klimaänderungen so öffentlich präsent und zugleich so kontrovers. Im Rahmen des im Dezember 2016 in Kraft getretenen Pariser Klimaabkommens, das alle Nationen daran bindet, die globale Erwärmung durch die Reduzierung der Treibhausgasemissionen zu begrenzen, wurde ein wichtiger Schritt in Richtung einer „grünen“ Zukunft vollzogen. Die Begrenzung der globalen Erwärmung ist ein wesentliches Instrument, um die uns bekannte Natur sowie unseren Lebensraum zu erhalten. Ziel dieser Arbeit ist es, einen Überblick über die Auswirkungen des Klimawandels auf die Kryosphäre zu geben, wobei der Schwerpunkt hierbei auf zwei europäischen Gletschern sowie dem Rückgang des arktischen Meereises liegt. Für viele Menschen scheinen Gletscher unveränderliche und ewige Elemente des Hochgebirges zu sein. Tatsächlich reagieren sie sehr empfindlich auf Änderungen sowohl von Temperatur- als auch Niederschlagsmustern. Seit dem Ende der kleinen Eiszeit, als in Europa die Lufttemperatur stetig anstieg, waren europäische Gletscher einem kontinuierlichen Verlust an Länge und Masse unterzogen. Einhergehend mit dem Gletscherrückzug sind die Zunahme von Naturgefahren wie Erdbeben, Felsstürzen sowie der Bildung von Gletscherseen in Hochgebirgsregionen, die eine Bedrohung für die lokale Infrastruktur, Industrieanlagen, landwirtschaftliche Flächen und Wasserversorgung und sogar Menschenleben darstellen können (HUNGR & JACOB 2005).

Aufgrund seiner hohen Empfindlichkeit gegenüber dem globalen Temperaturanstieg gilt das arktische Meereis für die Wissenschaft als Indikator für den Klimawandel. Seit Beginn der anthropogenen Treibhausgasemissionen Mitte des 19. Jahrhunderts ist ein deutlicher Rückgang der Meereisausdehnung zu beobachten, der Veränderungen in anderen Geosystemen sowie Großwetterlagen hervorruft.

Der Umgang mit den Folgen des globalen Klimawandels wird eine der größten Herausforderungen für die Menschheit im 21. Jahrhundert darstellen.



## **ABSTRACT**

Throughout the past decades, climate change has gained importance in global politics, economy as well as in people minds. Never before, the discussion on the human role in changing global climate patterns has been as public and controversial at the same time. Within the scope of The Paris Agreement, which came into effect in December 2016 and bound all nations to the cause of limiting global warming, by reducing greenhouse gas emissions, an important step towards a „green“ future had been accomplished. Limiting global warming is an essential tool, in order to preserve the nature as we know it. The aim of this Thesis is to give an overview on how climate change affects the cryosphere, focussing on two european glaciers as well as the arctic sea ice retreat.

For many people glaciers seem to be unchanging elements of high mountain landscapes. In fact they react very sensitive to changes in temperature and precipitation patterns. Since the end of the little ice age, when Europe experienced a static increase in air-temperature, European glaciers continuously suffered a retreat in length and mass. Along with the glacier retreat, high mountain areas are challenged with an increase in natural hazards, such as landslides and the formation of glacier lakes, which can cause damage on a very destructive magnitude, by devastating infrastructure, industrial facilities, agricultural land, water supplies and even human life (HUNGR & JACOB 2005). Due to its high sensitivity towards the global rise in temperature, arctic sea ice is termed being an indicator for climate change. Since the beginning of anthropogenic greenhouse gas emissions in the mid of 19th century, a significant retreat in sea ice extension can be observed, evoking changes in other geosystems and weather patterns.

Dealing with the consequences of global climate change will be one of the main challenges for mankind in the 21<sup>st</sup> century.



## 1. EINLEITUNG

Der Klimawandel gewinnt permanent an Bedeutung und ist deshalb seit geraumer Zeit, über alle Grenzen hinweg und nicht nur in der Wissenschaft, ein geläufiger Begriff. Die Diskussion über seine Existenz und Erscheinungsform ist evidenter denn je. Es ist deshalb die Aufgabe der Wissenschaft, den Klimawandel mit seinen aktuellen Veränderungsmuster zu studieren sowie zukünftige Entwicklungen zu prognostizieren, damit politische Entscheidungsträger optimale Handlungsstrategien zur Klimapolitik erarbeiten können. Das wissenschaftliche Gremium, das für die Erarbeitung dieser Erkenntnisse zuständig zeichnet, ist das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (SCHÖNWIESE 2019). Es definiert den Klimawandel als:

*„... change in the state of the climate that can be identified (e.g. using statistical tests) by changes in the mean and/or the variability of its properties, and that persists for an extended period, typically decades or longer. Climate change may be due to natural internal processes or external forcings such as modulations of the solar cycles, volcanic eruptions and persistent anthropogenic changes in the composition of the atmosphere or in land use.“* (IPCC, ANNEX I: GLOSSARY [MATTHEWS J.B.R (ED.)] 2018)

Das Klima der Erde ist nicht statisch, sondern seit jeher stets dem Wandel unterzogen. Wie das IPCC definiert, unterliegt das globale Klima einem breiten Spektrum an natürlichen Einflussparametern, die das Erscheinungsbild sowie klimatische Besonderheiten der Erde prägen. Seit dem Beginn des Industriezeitalters reiht sich der Mensch signifikant in das Konstrukt von Einflussfaktoren ein. Das Klimasystem besteht aus verschiedenen Komponenten, die miteinander in ständigem Austausch sowie in Wechselwirkung stehen. Bereits die Veränderung von nur einem Parameter dieses Verbundsystems führt zur Reaktion eines anderen und setzt auf diese Weise eine komplexe Prozesskette in Bewegung (SCHÖNWIESE 2019).

Das Hauptaugenmerk dieser Arbeit soll zwei Bestandteilen der Kryosphäre gelten, nämlich zum einen den Gletschern, sowie zum anderen dem arktischen Meereis im Rahmen des Klimawandels. Kaum ein Element repräsentiert das Hochgebirge so signifikant wie Gletscher, die sich, umringt von weißen Berggipfeln, in kilometerlangen weißen Gletscherzungen Richtung Tal schlängeln. In den meisten von uns löst der Anblick von hochalpinen und gletscherreichen Bergwelten tiefe Empfindungen aus. Dass das „ewige Eis“ des Hochgebirges sich Jahr für Jahr kontinuierlich zurückzieht, ist durch mediale Diskussionen über den Klimawandel hinlänglich bekannt. Ein gänzliches Verschwinden der Gletscher aus dem Hochgebirge, ausgeschabte Täler und kahle Bergflanken gelten jedoch meist noch als unvorstellbar bzw. als fiktiv.

Die Arktis galt vor noch nicht allzu langer Zeit in den Vorstellungen der Menschen als riesiger, eisiger Erdteil, dessen Meereis wohl niemals schmelzen würde. Heutzutage hat sich dieser Anschein jedoch vollständig gewandelt, nicht zuletzt durch Bilder von abgemagerten Eisbären, die auf vom Packeis abgetrennten Eisschollen aufs offene Meer hinaustreiben. Die globale Erderwärmung lässt nicht nur die Gletscher aus den Tälern schmelzen, sie lässt auch das arktische Meereis schwinden, mit schwerwiegenden Folgen für den Lebensraum vieler Menschen sowie das globale Klimasystem an sich. Das Bild des Eisbären soll die Bevölkerung auf die Folgen des Klimawandels sensibilisieren. Ein von Naturkatastrophen zerstörter Lebensraum, Obdachlosigkeit oder gar Tod bestimmter Bevölkerungsgruppen erreicht ironischerweise nicht ansatzweise den gleichen Effekt.

Die Folgen sowohl der Gletscherschmelze als auch des stetigen Meereisrückgangs sind in vielen Gebieten der Erde bereits eingetreten, dennoch haben noch viele die damit einhergehenden Konsequenzen nicht erkannt.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, zum einen den klimabedingten Gletscherrückgang am Beispiel zweier Alpengletscher im Hinblick auf ihre Längenfluktuation seit Ende der kleinen Eiszeit (LIA) bis heute sowie die Auswirkungen geomorphologischer und sozio-ökonomischer Art, die mit dem Rückzug einhergehen, näher zu beleuchten. Zum anderen soll dargestellt werden, wie sich der Klimawandel auf den Rückgang des Meereises und somit auf das europäische Klima auswirkt. Grundsätzlich wird beiden Beispielen ein allgemeiner Teil vorangesetzt, in dem die

Thematiken des jeweiligen Kapitels auf globaler Ebene demonstriert werden. Die Vertiefung erfolgt daraufhin an den Beispielen Mer de Glace in den französischen Alpen, dem Unteren Grindelwaldgletscher im Berner Oberland sowie dem arktischen Meereis. Zu Beginn der Arbeit wird das Verständnis der Integrität der Kryosphäre im globalen Klimasystem vermittelt. Eingegangen wird hierbei auf die Wechselwirkungen sowie die Sensibilität der Kryosphäre gegenüber Veränderungen im Klimasystem, wobei der Fokus in diesem Abschnitt auf den Grundsätzen der Gletscher sowie den natürlichen Mechanismen und Einflussfaktoren der Vergletscherung liegt. Von fundamentaler Bedeutung für diese Arbeit ist das Verständnis, dass die Elemente der Kryosphäre in einer Prozesskette miteinander verbunden sind. Unterliegt ein Bestandteil des Verbundsystems einer Veränderung, wird diese an andere weitergeleitet und so einen Prozesskreislauf bzw. eine Kettenreaktion in Bewegung gesetzt. Viele Prozesse stehen somit in Abhängigkeit und Wechselwirkung zueinander, worauf in dieser Arbeit ebenfalls eingegangen wird. Neben den natürlichen Einflussfaktoren auf das Klimasystem wird der anthropogene Eingriff auf das natürliche Konstrukt bedient. Einen wesentlichen Faktor stellt dabei die Landwirtschaft dar, die zwar nicht zur Kryosphäre gehört, deren indirekte Folgen sich jedoch global auswirken und somit auch die Thematik des Gletscher- und Meereisrückgangs betrifft. Abschließend wird ein Ausblick in die Zukunftsentwicklung des Klimawandels und dessen Auswirkungen auf Gletscher und das Meereis der Arktis prognostiziert. Der Naturraum des Hochgebirges sowie der Arktis muss unter allen Umständen bewahrt werden. Nicht nur aus sozio-ökonomischer und ästhetischer Sicht, sondern vielmehr, um den Lebensraum für den Menschen zu erhalten.

## **2. ARBEITSHYPOTHESEN UND FORSCHUNGSFRAGEN**

Im Zuge dieser Arbeit soll Klarheit über den aktuellen Wirkungsgrad des Klimawandels auf alpine Gletscher sowie auf das arktische Meereis geschaffen werden. Fokussiert wird hierbei auf Auswirkungen, die der klimabedingte Rückzug von Gletschern und Meereis auf sozio-ökonomische und natürliche Aspekte hat und ob diese das europäische Wettergeschehen und Klimaparameter verändern. Um diese Zielsetzung erreichen zu können, sind folgende Arbeitshypothesen samt Forschungsfragen, die partiell aus dem aktuellen Forschungsstand bestehen, erarbeitet worden.

### ***H1: Die europäischen Alpen sehen einer gletscherfreien Zukunft entgegen***

*F1: Wie stark wirkt sich der Klimawandel auf die Gletschermassenbilanz der europäischen Gletscher tatsächlich aus?*

*F2: Welche sozio-ökonomischen Risiken birgt der Gletscherrückgang auf den Alpenraum?*

Abgesehen von medialen Kanälen, kommt in der Fachliteratur vermehrt die Diskussion auf, die globale Erderwärmung würde zu einer gletscherfreien Zukunft der Alpen führen. Die Alpen ohne Gletscher? Unvorstellbar. Um der Antwort ein großes Stück näher zu kommen, sollte der Einfluss des Klimawandels auf die Gletschermassenbilanzen europäischer Gletscher eruiert werden. Bestätigt sich der Trend der Gletscherschmelze, wird das Hochgebirge zukünftig zunehmend zum Risikofaktor für den Menschen. Welchen Risiken die Bevölkerung hochalpiner Gegenden gegenwärtig ausgesetzt ist, wird mit der Forschungsfrage 2 beantwortet, wohingegen sich die Forschungsfrage 1 mit der gegenwärtigen Gletschermassenbilanz auseinandersetzt.

### ***H2: Der Klimawandel wird noch in diesem Jahrhundert zu einer saisonal eisfreien Arktis beitragen.***

*F3: Hat der Klimawandel einen dermaßen starken Einfluss, dass das Meereis der Arktisregion saisonal verschwinden wird?*

*F4: Welchen Stellenwert hat der klimabedingte Rückgang des arktischen Meereises auf das europäische Wetter?*

Ähnlich wie bei den alpinen Gletschern, nur noch viel intensiver, stellt sich die Wissenschaft vermehrt die Frage, wann mit einer saisonal eisfreien Arktis zu rechnen sei. Dafür muss zunächst geklärt werden, wie stark sich der Einfluss der globalen Erderwärmung auf das Schmelzverhalten des arktischen Meereises auswirkt. Ferner ist der Einfluss des Meereises auf das europäische Wettergeschehen von großem Interesse. Ob das Wetter in Europa durch etwaige Rückkopplungsprozesse eventuell ein verstärktes Schmelzen des Meereises begünstigt? Forschungsfragen 3 und 4 sollen zu der Überprüfung der Hypothese 2 wesentlich beitragen.

### **3. KRYOSPHERE UND GLETSCHER**

Das Wasser spielt in all seinen Zustandsformen – Eis (fest), Flüssigkeit (flüssig) und Dampf (gasförmig) - eine äußerst fundamentale Bedeutung im Klimasystem der Erde. Nahezu 78% ihrer Fläche ist mit Wasser in sowohl fester als auch flüssiger Form bedeckt, dazu zählen im Einzelnen das Meereis, die Eisschilde, Gletscher, Ozeane, Seen und Flüsse. Dieser hohe Prozentsatz visualisiert die zentrale Rolle des Elements Wasser auf der Erde (SCHÖNWIESE 2019). Die Frage ob, und wenn ja in welchem Ausmaß das Wasser einen Einfluss auf das Klima beziehungsweise den Klimawandel ausübt, ist die logische Konsequenz und soll im folgenden Kapitel ausführlich behandelt und beantwortet werden. Beginnend soll dabei auf die Begrifflichkeiten der Kryosphäre und die in dieser Terminologie integrierten Gletscher eingegangen werden. Ziel ist es, den Zusammenhang der Kryosphäre zum Klima und dem Klimawandel herzustellen, um zum einen deren Grundprinzipien zu verstehen und zum anderen deren Integrität sowie Vulnerabilität zum Klima zu veranschaulichen. Eis in Polarregionen sowie in Form von Gebirgsgletschern ist besonders in Bezug auf den Klimawandel von großer Bedeutung. Dass die Gletscher schmelzen, sich zurückziehen und die Polarregionen immer grüner werden, ist aufgrund der Medienbrisanz des Themas weitgehend bekannt. Doch welche Auswirkungen hat der Gletscherrückgang im Detail? Wer und vor allem wie ist die Menschheit davon betroffen? Auch auf all diese Fragen soll dieses Kapitel einen ersten Einblick geben und so auf die Kernthematik dieser Masterarbeit vorbereiten. Des Weiteren erlaubt dieses Kapitel einen wesentlichen Einblick über Komplexität und Variabilität von Einflussfaktoren auf das irdische Klima.

#### **3.1 KRYOSPHERE**

Die Kryosphäre ist ein fundamentaler Bestandteil des Klimasystems, einem Verbundsystem aus Atmosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre, Pedosphäre, Biosphäre und eben der Kryosphäre, die in gegenseitigen Wechselwirkungen miteinander verbunden sind. Jede Veränderung bzw. Schwankung in einer dieser

Sphären, führt zu einer Reaktion in den anderen Sphären. So können schon die kleinsten internen Veränderungen eine Kettenreaktion hervorrufen. Die Atmosphäre steht dabei in direkter Wechselwirkung zu Land- und Ozeanoberflächen, auf denen sich die Kryosphäre befindet. Sie reicht bis in den interplanetaren Raum (SCHÖNWIESE 2019). Zur Definition: Die Kryosphäre umfasst alle Bereiche der Erde, in denen Wasser in fester Form, also als Eis oder Schnee auftritt. Sie schließt alle Räume mit einem jahreszeitlich bedingten Aufkommen von Frost, Schnee und Eis ein, sowie alle Schnee- und Gletschervorkommen in Gebirgs- und Polarregionen (Eisschilde Grönlands und der Antarktis). Dazu zählen auch Meereis sowie Permafrost der periglazialen Gebiete (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Das Eisvorkommen und dessen gebietsweise Expansion hängt primär von den aktuellen klimatischen Verhältnissen ab, die auf der Erde vorherrschen, da Wasser lediglich unter bestimmten physikalischen Bedingungen eine feste Form annimmt. Demnach sind zur jetzigen Zeit im Jahresmittel ca. 10% der Landoberfläche und ca. 6% der Meeresoberfläche mit Eis bedeckt.

Die zeitliche Komponente, also die Saisonalität und nicht zuletzt die in Bezugnahme der Erdgeschichte, spielen für die Kryosphäre zweifellos ebenfalls eine gewichtige Rolle, denn Ausdehnung und Abnahme von Eis und Schnee unterliegen jahreszeitlicher Schwankungen. So nehmen Meereis oder Schneebedeckungen für gewöhnlich über Winter an Masse zu, die sie dann in den warmen Sommermonaten wieder verlieren (BAUMHAUER & WINKLER 2014, SCHÖNWIESE 2019). Mit anderen Worten ist die Kryosphäre für die Strahlungsbilanz der Erde von enormer Bedeutung und steht mit den Ozeanen (einem Element der Hydrosphäre) und der Atmosphäre in direkter Wechselwirkung. Abbildung 1 veranschaulicht das Zusammenspiel der sphärischen Bestandteile des Klimasystems und deren Wechselwirkungen miteinander. Schnee und Eis haben im Vergleich zu Wasser und Landbedeckung eine geringe Fähigkeit Sonnenstrahlen zu absorbieren und in Wärmeenergie umzuwandeln (SCHÖNWIESE 2019). Ihre Stärke liegt in der Reflektion der auf die Erde einfallenden Sonnenstrahlen, die Albedo. Etwa 50 – 90 % der Sonneneinstrahlung wird von den Eis- und Schneemassen der Erde in den Weltraum zurückgespiegelt und kommen deshalb nur in geringer Masse an der Erdoberfläche an (BAUMHAUER & WINKLER 2014).

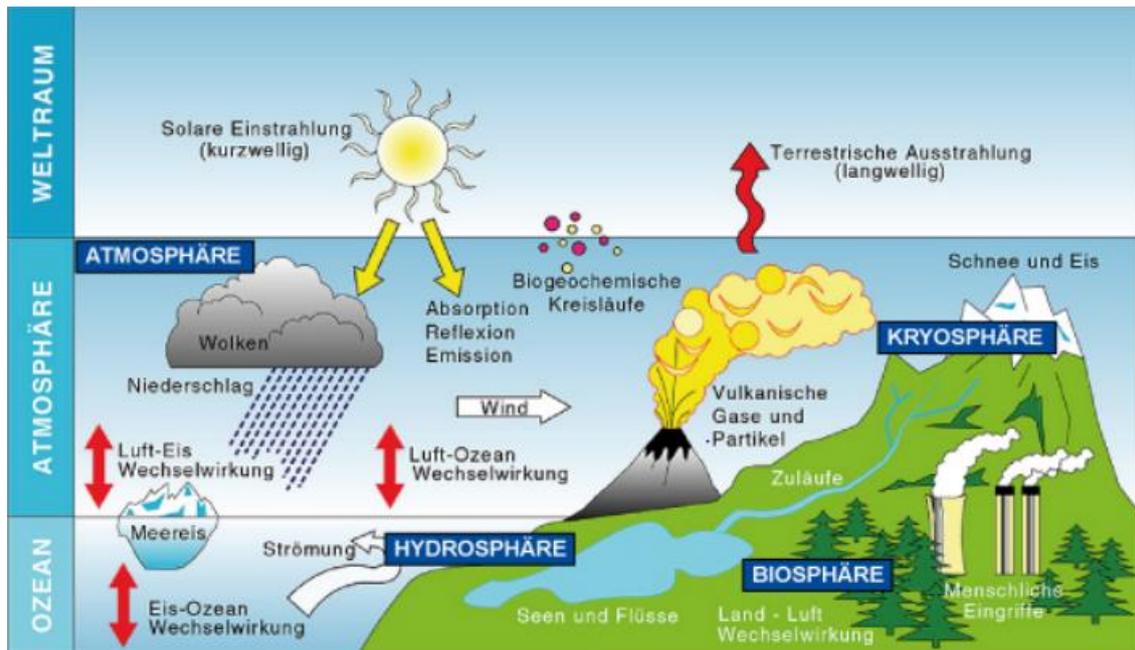


Abbildung 1: Überblick über die Komponenten des Klimasystems und ihrer Wechselwirkungen, nach Cubasch und Kasang; Quelle: Schönwiese (2019)

Eine flächenhafte Ausbreitung der Kryosphäre hat somit eine globale und simultan zunehmende Albedo-Rate zur Folge. Absorbiert und wandelt der Boden weniger Sonnenstrahlen in Wärmeenergie um, als er in den Weltraum zurückspiegelt, folgt daraus eine bodennahe Abkühlung. Kommt es dabei zudem zu einer weltweiten Zunahme der Eis- und Schneemenge, so wird der Albedo-Effekt zusätzlich verstärkt und man spricht von einer positiven Eis-Albedo-Rückkopplung (BAUMHAUER & WINKLER 2014; SCHÖNWIESE 2019). Diese Eis-Albedo-Rückkopplung ist ein natürlicher Effekt, der in der Erdgeschichte für großräumige Vereisungen, wie zum Beispiel das Phänomen „Schneeball-Erde“, verantwortlich ist. Er wird zudem in den Kapiteln 2.3 Eiszeiten sowie 2.5 Natürliche Ursachen für Klimawandel besprochen (SCHÖNWIESE 2019). Die Eis-Albedo-Rückkopplung funktioniert aber auch reziprok. Nimmt also die globale Eis- und Schneerate ab, verliert die Albedo zunehmend an Substanz, so dass die einfallende Sonneneinstrahlung von den eisfreien Land- und Wasserflächen absorbiert wird und letztendlich zu einer kontinuierlichen Bodenerwärmung führt (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Diese negative Eis-Albedo-Rückkopplung ist heutzutage besonders in den höheren Breitengraden der Nordhemisphäre zu beobachten. Klimaforscher und Wissenschaftler verwandter Gebiete konnten unter

Verwendung verschiedener Klimamodelle errechnen, dass die gegenwärtige Temperaturzunahme an den Polen, im Speziellen den höheren Breiten der Nordhemisphäre, zum großen Teil auf den anthropogen bedingten Anstieg der Treibhausgase zurückzuführen ist. Die nun höhere Temperatur hat ein Abschmelzen des Polareises und der Schneefelder zur Folge. Die dadurch freigelegten Land- und Wasserflächen können nun wieder die einfallende Sonneneinstrahlung absorbieren, was einen weiteren Erwärmungseffekt bedingt. Viele Tundren-Gebiete, insbesondere weite Teile Sibiriens, werden bedingt durch den Albedo-Effekt und die dadurch weiter abschmelzenden Eis- und Schneeflächen für die Aufforstung genutzt. Einen weiteren Einfluss auf eine negative Albedo-Rate haben kleinste Rußpartikel, die durch die Verbrennung fossiler Rohstoffe in die atmosphärische Luftmassenzirkulation geraten, später auf den Eis- und Schneeflächen der Polargebiete zu Boden sinken, dadurch das eigentlich weiße Terrain verschmutzen und somit ebenfalls ihren Beitrag zur Verringerung der Albedo leisten (BAUMHAUER & WINKLER 2014).

Die Kryosphäre, hat einen großen Einfluss sowohl auf die atmosphärische als auch ozeanische Zirkulation und ist somit von enormer Wichtigkeit für unser Klima. Aufgrund der saisonal geringen Sonneneinstrahlung an den Polen sowie der existierenden Albedo, bilden sich in den Polargegenden starke Hochdruckgebiete bzw. die sogenannte Polarzelle, die zusammen mit der Ferrell- und der tropischen Hadley-Zelle das System der atmosphärischen Zirkulation auf Erden bilden und für eine energetische Ausgleichsströmung zwischen Polen und Tropen sowohl in der Luft als auch im Meer sorgt. Die hohen Temperaturunterschiede zwischen den Zellen, aber insbesondere zwischen der Polaren- und der Ferrell-Zelle, führen zur Bildung von starken Winden, die nicht selten mit enormen Verwirbelungen der Atmosphäre einhergehen, die dann die Bahnen der regionalen Tiefdruckgebiete in mittleren Breiten lenken. Den Luftdruckunterschied dieses Randgebietes der Nordhemisphäre nennt man Arktische Oszillation (AO), die bei einem positiven Indexwert einen überdurchschnittlich hohen Luftdruckunterschied zwischen den hohen und mittleren Breiten indiziert, dabei starke Westwinde produziert und somit das Klima und Wetter in Europa mitgestaltet. Ein weiterer essentieller Motor für die Ausprägung des jährlichen europäischen Klimas, ist die sogenannte Nordatlantische Oszillation (NAO) (SCHÖNWIESE 2009). Neben der atmosphärischen

Zirkulation ist die Kryosphäre wie schon erwähnt ein Antreiber für die ozeanische bzw. die thermohaline Zirkulation in den Weltmeeren. Die Ozeane sind in einer buchstäblichen Endlosschleife miteinander verbunden und ihre Wasserströmungen durchqueren alle Klimazonen der Erde. Auf ihrer Reise durch diese verschiedenen Zonen nehmen sie einerseits Wärme auf und transportieren diese so lange, bis sie sie größtenteils wieder abgegeben haben. Die thermohaline Zirkulation ist demnach für das Klima der Erde und insbesondere für die regionalen Klimas verschiedener Gebiete, von äußerster Wichtigkeit. Der strömungsbedingte Transport der Wärmeenergie beeinflusst durch deren Energieaustausch die Ausprägung der Großwetterlagen über den Ozeanen, die wiederum je nach Stärke der West- und Passatwinde das Wetter auf den Kontinenten beeinflussen. Winde sind neben dem Dichteverhältnis der Wasserteilchen sowie dem Salzgehalt des Wassers, der signifikanteste Motor der thermohalinen Zirkulation. Das Wasser nimmt in den Tropen Wärmeenergie auf, die auf der Reise in die kühleren Gewässer im Norden infolge Verdunstung wieder verlorengeht. Bezieht man nun die Kryosphäre mit ein, haben die tiefen Temperaturen der Polarregion eine weitere Abkühlung des Wassers zur Folge. Die polare Kälte bindet den Süßwassergehalt im Wasser, das durch die Abkühlung nun einen höheren Salzgehalt aufweist, somit an Dichte zunimmt, in die Tiefe absinkt und so als kalte Rückströmung seine zirkulierende Reise fortführt, bis es in den tropischen Klimazonen der Erde erneut erwärmt wird, um danach wieder aufzusteigen (SCHÖNWIESE 2019). Abbildung 2 stellt am Beispiel des Golfstroms das Prinzip der thermohalinen Zirkulation dar. Findet eine kontinuierlich starke Abkühlung der Wassermassen statt, sodass eine konvektive Schichtung des Wassers unter dem Gefrierpunkt entstehen kann, führt dies zur Bildung von Meereis sowie zur Verstärkung der thermohalinen Zirkulation. *Einen völlig gegensätzlichen Effekt birgt eine Erwärmung der Arktis in sich.* Aufgrund der wärmeren Temperaturen am Rande der Meereisflächen wird das mit der thermohalinen Zirkulation ankommende Wasser aus den niederen Breiten weniger stark abgekühlt, was dazu führt, dass der Salzgehalt im Meerwasser nicht wie gewohnt ansteigen kann. Das hat zur Folge, dass sich die thermohaline Zirkulation abschwächt. Wird aufgrund der Erwärmung der Arktis nun zusätzliches Süßwasser in Form von Eisschmelze oder Niederschlag in das

Zirkulationssystem implementiert, potenziert sich der Schwächungseffekt des Systems (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Dass sich das globale Klima bzw. das Klimasystem der Erde zunehmend als ein komplexes Konstrukt darstellt, das sich aus verschiedenen Elementen zusammensetzt, die sich gegenseitig beeinflussen und in permanenter Wechselwirkung zueinanderstehen, wird so zunehmend deutlich.

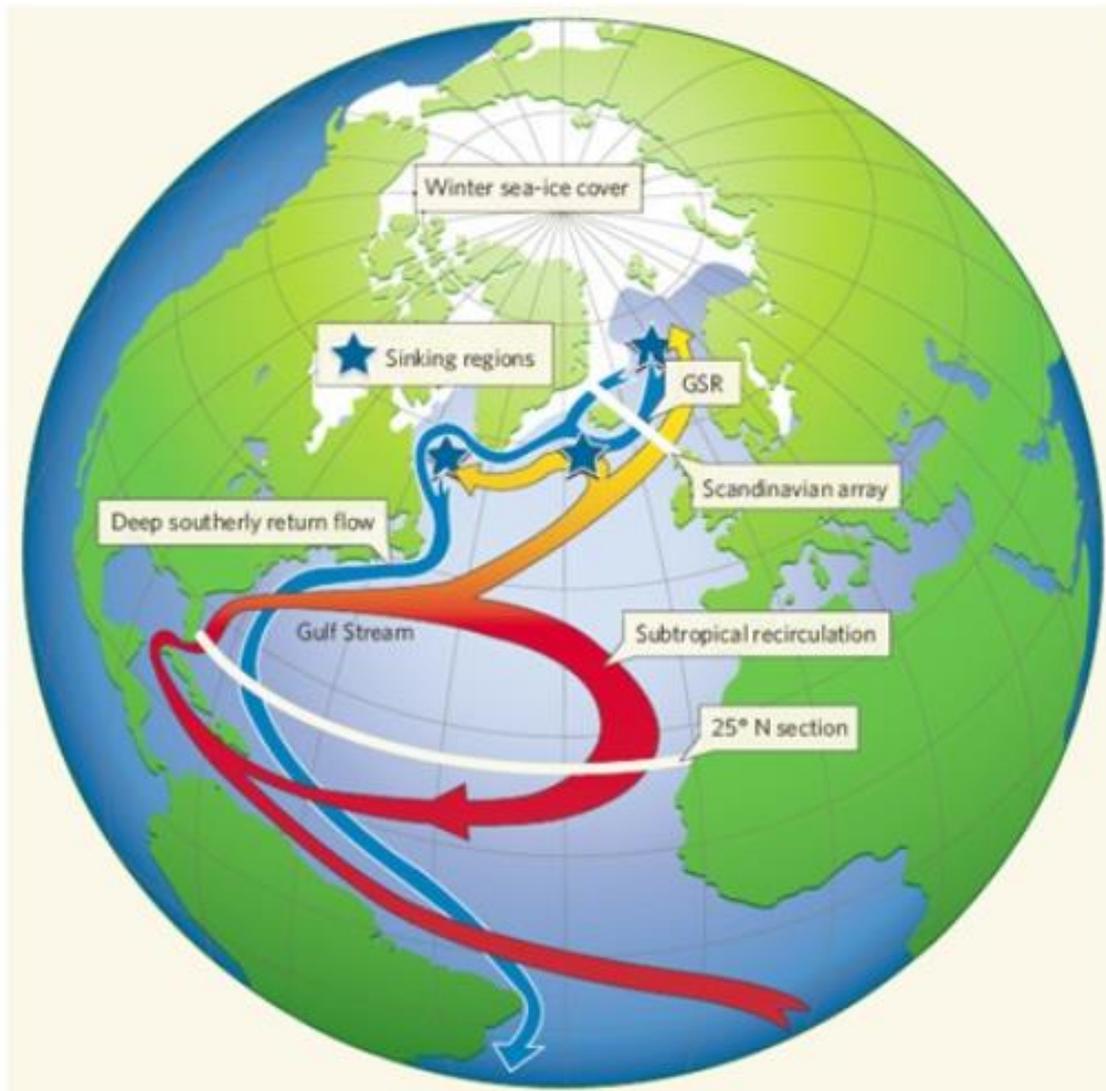


Abbildung 2: Darstellung der thermohalinen Zirkulation am Beispiel des Golfstroms nach Quadfasel; Quelle: Schönwiese (2019)

### 3.2 GLETSCHER UND GLETSCHERTYPEN

Der Begriff „Gletscher“ hat seinen Ursprung im Lateinischen („glacies“) und ist die Bezeichnung für Eis. Gletscher sind aus Schnee und Firn gebildete Eismassen, die sich ab einer Mächtigkeit von ca. 20 - 30 m unter Einfluss der Gravitation fließend hangabwärts bewegen. Dieser eigenständige Bewegungsapparat unterscheidet sie von allen anderen global vorkommenden Eisformen. Darüber hinaus transportieren sie in ihrem Eiskörper auch eingeschlossene Luftpartikel, die durch kleinste Poren im abgelagerten Schnee in das Eissystem aufgenommen werden, sowie Geröll und Gestein in verschiedenster Größe. Zudem transportieren sie Schmelzwasser, das durch das hohe Eigengewicht der Gletscher entsteht. (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Sie sind in der Kryosphäre in Bezug auf ihre Eigenschaften absolut einzigartig, da sie aufgrund ihrer Plastizität in der Lage sind, sich selbst zu deformieren, Sedimente zu transportieren sowie anhand der glazialen Erosion, das Relief nachhaltig zu formen. (DIKAU ET AL 2019). Gletscher entstehen sowohl in Polargebieten der höheren Breiten als auch im Hochgebirge, unter der Prämisse, dass dort über Winter mehr Schnee fällt, als in den Sommermonaten wieder abtaut. Dazu sind keine extrem kalten Temperaturen nötig, sondern vielmehr milde Winter, die aufgrund des dann auftretenden hohen Wasserdampfanteils in der Luft zu quantitativ reichlicheren Schneefällen führen. Ausschlaggebend für Akkumulation des Eises, das letztendlich zur Gletscherentstehung beiträgt, sind zum einen die darauffolgenden Sommer, deren Wärmehaushalte den über die Winter gefallenen Schnee nicht vollständig dezimieren können und zum anderen das Vorhandensein einer günstigen Topographie, wie beispielsweise eine hohlförmige oder beckenartige Geländeform (AHNERT 2015). Gletschereis durchläuft, wie in Abbildung 3 bildlich dargestellt, bis zu seiner Entstehung eine mehrjährige Metamorphose, die je nach geographischer Lage aufgrund des lokal vorherrschenden Klimas in unterschiedlicher Geschwindigkeit abläuft. So erfolgt die Umwandlung von Neuschnee zu Firn, wie im Folgenden beschrieben wird, in polaren Klimata um einiges langsamer als bei Gebirgsgletschern, da der Schnee in wärmeren Klimata aufgrund der höheren Luftfeuchtigkeit ohnehin über eine höhere Dichte verfügt, als das in kälteren Klimata der Fall ist (BAUMHAUER & WINKLER 2014, DIKAU ET AL 2019).

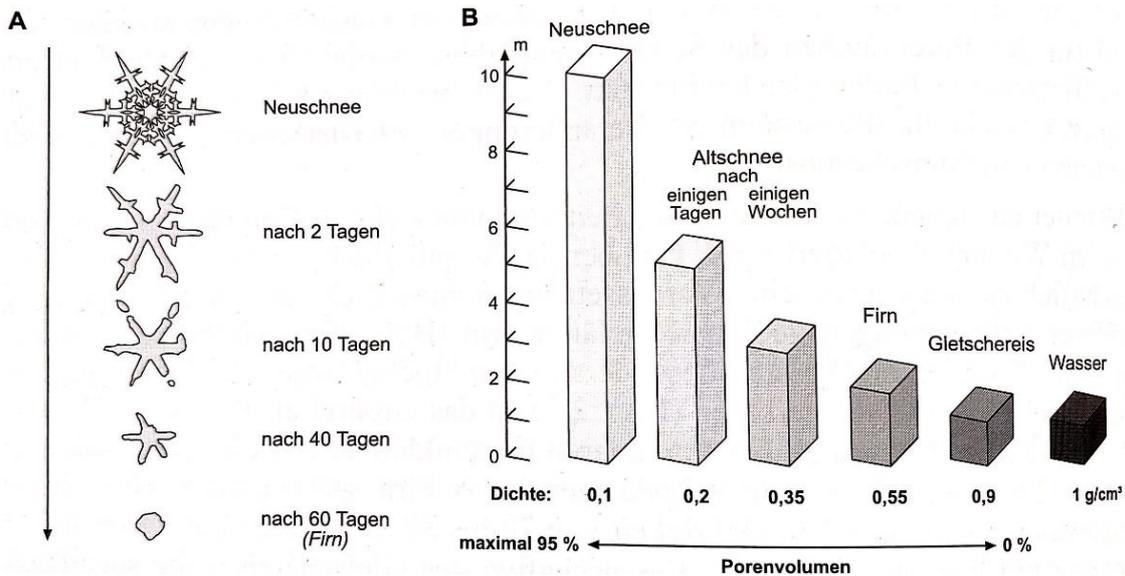


Abbildung 3: (A) Schneemetamorphose von Neuschnee zu Firn am Beispiel eines maritimen Gletschers erfolgt in der Regel, aufgrund der klimatischen Bedingungen bereits nach ca. 60 Tagen. (B) Veränderung der Dichte während der Metamorphose; Quelle: Baumhauer & Winkler (2014)

Der neu gefallene Schnee beginnt nach kurzer Zeit zu kristallisieren, wobei zunächst die Spitzen der Schneeflocken abschmelzen, der Schnee dadurch körnig wird und dann an Dichte zunimmt. Der auf die kristallisierte Schicht fallende Neuschnee erhöht dann aufgrund seines Eigengewichts den Druck auf die tiefer liegenden Schneeschichten, was wiederum die Schneekristalle verdichtet und so nach mehrjähriger Wiederholung den Schnee zu Firn transformieren lässt. Man spricht von Firn, wenn der kristallisierte Schnee eine mittlere Dichte von 0,5 – 0,55 g/cm<sup>3</sup> aufweist. Im Vergleich zu Neuschnee, der über eine Dichte von 0,05 – 0,15 g/cm<sup>3</sup> verfügt, ist das eine enorme Zunahme an Dichte. Deutlich langsamer erfolgt die Umwandlung von Firn zu Gletschereis, da in dieser Phase der Metamorphose der maximale Kompressionsgrad erreicht ist und nun lediglich das Porenvolumen sukzessive und analog zum Anstieg der Dichte erfolgt. Die Metamorphose vom Neuschnee zum Gletschereis ist abgeschlossen, sobald die Eiskristalle eine Dichte von 0,8 g/cm<sup>3</sup> aufweisen. (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Aufschluss über die Veränderungen der Gletschermasse, über das Wachstum oder den Rückgang eines Gletschers, ermöglicht die Betrachtung der Gletschermassenbilanz (*engl. „glacier mass balance“*), die sich aus der Akkumulation, also dem Nährgebiet und der Ablation, dem Zehrgebiet zusammensetzt. Die Grenze zwischen den beiden

Komponenten bildet die Gleichgewichtslinie (*engl. „equilibrium line“*), also der Bereich eines Gletschers, an dem weder Massenzuwachs noch Massenverlust vorherrscht (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Eine detaillierte Darstellung der Gletschermassenbilanz ist Abbildung 4 dargestellt.

Der Gletscher fungiert als ein komplexes „Input-Output-System“ für Energie und Masse (DIKAU ET AL. 2019). Wie der Begriff des Nährgebietes (Akkumulation) bereits andeutet, nimmt der Gletscher in diesem Bereich aufgrund der potenziell höheren Schneefallmenge an Masse zu, wohingegen im orographisch gesehen tiefergelegenen Zehrgebiet, aufgrund von Schmelzprozessen oder bei polaren Eisschilden durch Abkalben, er an Masse abnimmt. Festzuhalten ist allerdings, dass nicht nur ausschließlich Schneefall zu Massengewinn eines Gletschers führt, vielmehr spielen bei der Akkumulation auch Schneeverwehung eine zusätzliche Schneezufuhr durch Lawinenabgänge sowie das Wiedergefrieren von geschmolzenem Oberflächeneis oder Niederschlag eine Rolle spielen. Ein Gletscher durchquert mit seinem Eiskörper von seinem Akkumulationsgebiet bis hin zum Ende seiner Gletscherzunge mehrere 100 Höhenmeter, wodurch teils massive Temperaturunterschiede auf ihn einwirken. Man geht davon aus, dass im Hochgebirge die Temperatur um  $0,7\text{ °C}$  pro 100 Höhenmeter fällt. Da sämtliche

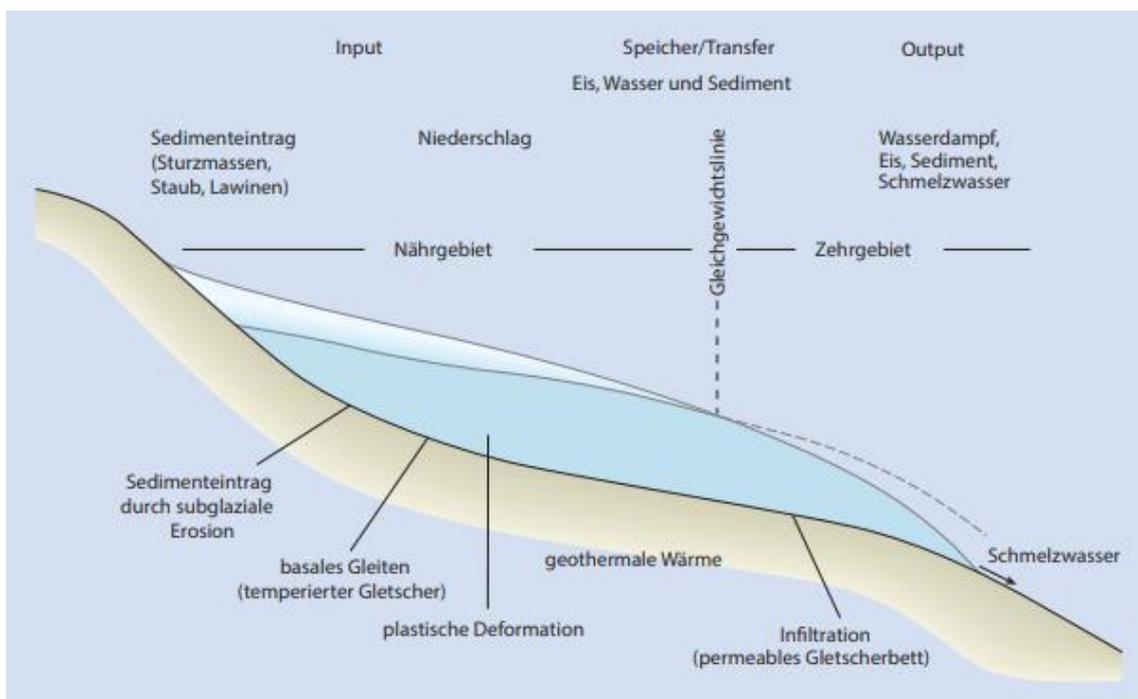


Abbildung 4: Gletschermassenbilanz - Akkumulation und Ablation eines Gletschers; Quelle: Dikau et al. (2019)

Komponenten sowohl der Gletschermassenbilanz als auch des lokalen Klimas variable Größen sind, verhält es sich gleichermaßen mit der Schneefallgrenze, die sich jedes Jahr aufs Neue den klimatischen Gegebenheiten anpasst. Man spricht folglich von einer positiven Gletschermassenbilanz, wenn über die Wintermonate mehr Schnee akkumuliert wurde, als im Sommer schmelzen konnte. Der Gletscher nimmt dann an Masse ab (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Sein markantes Erscheinungsbild, ein durch tiefe Spalten zerklüfteter, unebener Gletscherkörper, erhält ein Gletscher in seiner hangabwärts gerichteten Bewegung aufgrund der unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten auftretenden Zug- und Druckspannungen des Eiskörpers (DIKAU ET AL. 2019). Diese Unterschiede in der Fließgeschwindigkeit entstehen sowohl durch Oberflächen-Unebenheiten als auch durch die Stärke der Relief-Neigung unterhalb des Gletschers, was wiederum zu Spannungen im Eis führt und es brechen lässt (DIKAU ET AL. 2019; BAUMHAUER & WINKLER 2014). Solche Gletscherspalten oder Querspalten können bei Gletschern des Hochgebirges (temperierten Gletschern) mehrere zig Meter Tiefe annehmen. Dabei lassen sich Querspalten, Längsspalten und Randspalten voneinander unterscheiden. Querspalten entstehen an Stellen, die Unterschiede der Fließgeschwindigkeit am Gletscherbett vorweisen, sowie an den Grenzen der Höhenstufen, wenn der Gletscher eine stärker oder schwächer geneigte Position annimmt. Geht die Gletscherzunge am Ende des Gletschers auseinander, kommt es erneut zu Zerrungen des Eises, die letztendlich Längsspalten entstehen lassen. Auch Randspalten werden aufgrund von Spannungen hervorgerufen, wenn nämlich das Eis an den Felsrändern entlang reibt. Einen Überblick über die Variationen von Gletscherspalten in Abhängigkeit des Fließverhaltens ermöglicht

Abbildung 5. Türme aus Gletschereis, Seracs genannt, entstehen für gewöhnlich an den Abbruchkanten der stärker geneigten Stellen der Gletscherzunge (DIKAU ET AL. 2019). Eine besonders imposante Gestalt und Größe weisen die Seracs an den Gletschern des Himalaya Gebirges auf. In Europa trifft das ganz speziell auf den Boussons-Gletscher des Mont-Blanc-Massivs zu, da seine Gletscherzunge den steilsten Fall an Höhenmetern in Europa aufweist.

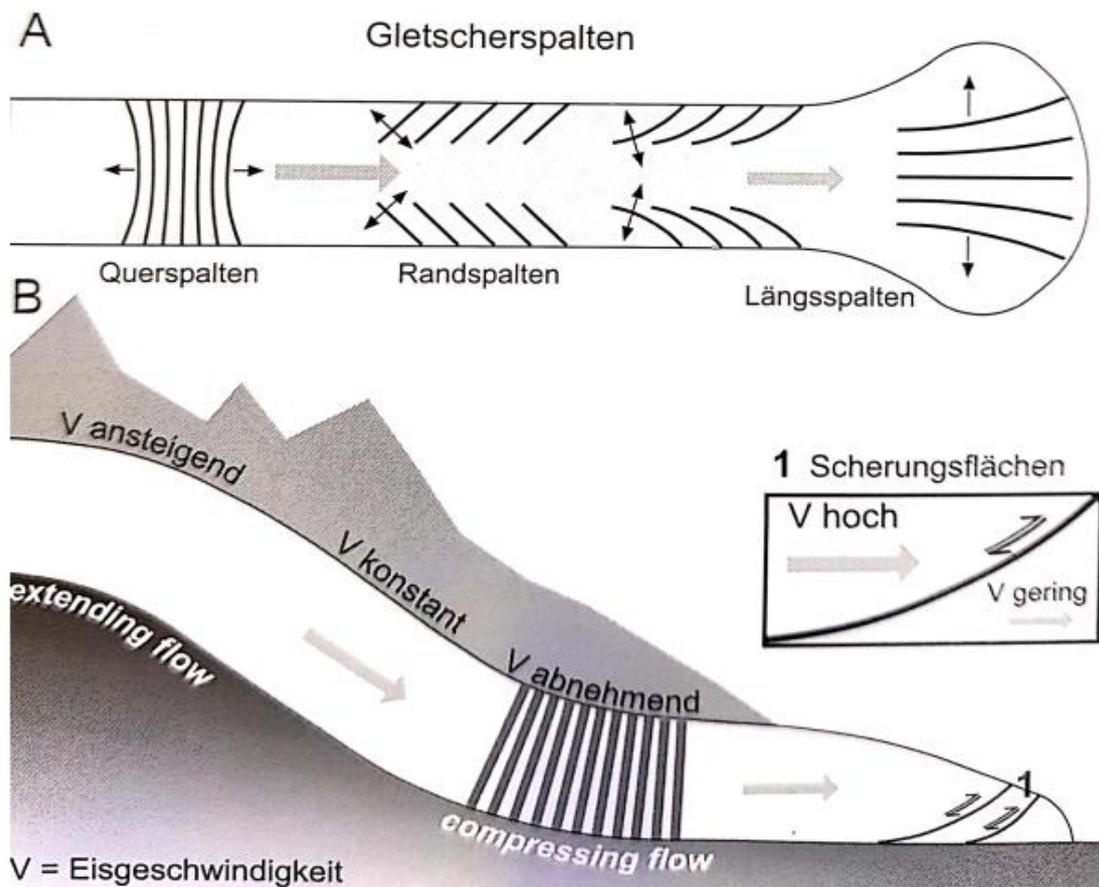


Abbildung 5: Art der Gletscherspalten in Abhängigkeit des Fließverhaltens; Quelle: Baumhauer & Winkler (2014)

Ein permanenter Wechsel aus Abschmelzen und Wiedergefrieren ermöglicht dem Gletscher, sich auf millimeterdünnem Schmelzwasserfilm fortzubewegen. Das Schmelzen erfolgt meist dann, wenn das Eis auf ein Hindernis an der Oberfläche des Untergrunds trifft, sich dabei starker Druck auf das Eis aufbaut, der in Wärmeenergie umgewandelt wird und so das Eis letztendlich schmelzen lässt. Man spricht hierbei vom Druckschmelzen. Hat das entstandene Schmelzwasser einmal das Hindernis überwunden, gefriert es auf der Leeseite des Hindernisses aufgrund des nun fehlenden Drucks zum sogenannten Relegationseis, wie in Abbildung 6 aufgeführt. Bei dem gesamten Vorgang, wie auch grundsätzlich bei jeglicher Gletscherbewegung, spielt die Plastizität des Eises eine ausschlaggebende Rolle (BAUMHAUER & WINKLER 2014). Das Gletschereis selbst hat aufgrund seiner Auflast wie auch seines Bewegungsapparates eine schleifende Wirkung auf den felsigen Untergrund. Dies bezeichnet man als Abrasion (BAUMHAUER & WINKLER 2014, DIKAU ET AL. 2019).

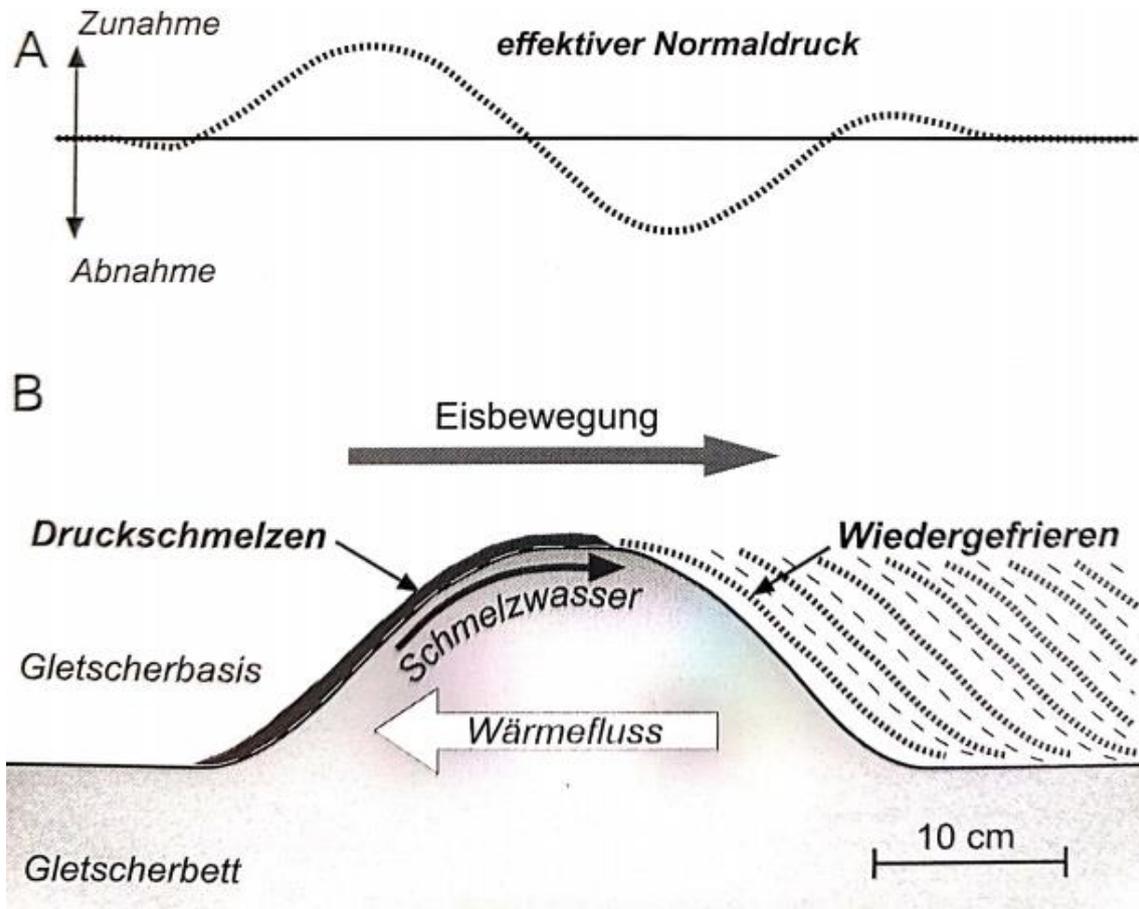


Abbildung 6: Schema des Druckschmelzens und Wiedergefrierens, Quelle: Baumhauer & Winkler (2014)

Wie bereits auf Seite 9 kurz erläutert, unterscheidet man zwischen temperierten bzw. warmbasalen und kalten Gletschern, die sich nicht direkt in ihrer Morphologie, sondern vielmehr aufgrund ihrer thermischen Eigenschaften unterscheiden, das heißt, auf Basis des Wärmeflusses sowohl der Gletscheroberfläche, als auch der Gletscherbasis sowie der internen Reibung (DIKAU ET AL. 2019). Die einzelnen Gletschertypen lassen sich nach ihrer terrestrischen Morphologie in Eisschilde, Eiskappen sowie Gletscher definieren. Über 90 % der Gletschermassen der Erde verteilen sich auf die Eisschilde, also das Inlandeis sowohl der Antarktis als auch Grönlands (AHNERT 2015, DIKAU ET AL. 2019). Ein Eisschild definiert eine flächenhafte Gesamtbedeckung eines Landabschnitts mit Eis, das auf der Antarktis eine Mächtigkeit von bis zu 4,000 Meter und in Grönland bis zu 3,000 Meter erreichen kann (AHNERT 2015). Abbildung 7 stellt beispielhaft Inlandeis über Grönland dar. Eiskappen bedecken



Abbildung 7: Inlandeis Grönlands, Quelle: private Aufnahme S. Bergold 2015

ebenfalls flächenübergreifend das Relief, jedoch in einem weitaus geringeren Ausmaß als Eisschilde. Beide Inlandeisformen können an ihren Rändern, wenn sie an Mächtigkeit abnehmen, sogenannte Eisstromnetze bilden, die visuell ein zusammenhängendes Netz an Gletscherzungen darstellen, die sich dem Relief anpassen und unter anderem als Auslassgletscher (*engl. outlet glacier*) in Meeresbuchten münden, wie in Abbildung 8 dargestellt. Ein Beispiel für einen solchen Auslassgletscher ist der Jacobshavn-Gletscher, der mit bis zu 24 Meter am Tag die schnellste Fließgeschwindigkeit aufweist und im Westen Grönlands in den Nordatlantik mündet (AHNERT 2015). Kleiner als Eiskappen und auf Hochflächen, den Inlandplateaus gelegen, sind Plateaugletscher, wie beispielsweise der Vatnajökull in Island, der mit einer Länge von 100 km und einer Breite von 50 km einer der größten seiner Art in Europa ist. Im Unterschied zu anderen Gletscherarten sind Plateaugletscher aufgrund ihrer Position vergleichsweise starr und weisen lediglich eine geringe Fließbewegung auf. Das Hochgebirge beherbergt



Abbildung 8: Eisstromnetz Westgrönland, Quelle: private Aufnahme S. Bergold 2015

aufgrund seiner Morphologie Gletscher mit weitaus geringerem Eismassenanteil, als vergleichsweise das Inlandeis. Die häufigste und gleichzeitig kleinste Gletscherform bilden Kargletscher (*engl. cirque glacier*). Dabei sammelt sich Niederschlag in Form von Schnee in konkavem Terrain am Fuße von Berggipfeln und durchläuft im Laufe der Zeit eine Metamorphose von der Schneeflocke bis hin zum Gletschereis (siehe auch Seite 8). Das metamorphe Eis wirkt erosiv auf den Felsen, und ein Kar entsteht. Ein visuelles Beispiel für einen Kar bzw. Kargletscher liefert Abbildung 9. Die angesammelte Eismasse beginnt sich dann anhand der Schwerkraft hangabwärts zu bewegen (AHNERT 2015). Führt der Gletscher eine enorme Masse an Eis in Form einer mächtigen Gletscherzunge mit sich, kann diese einen starken Einfluss auf das Relief ausüben, indem die Eismassen das Tal ausfüllen und dessen Form einschlägig verändern. Das Eis schleift an den Talflanken, macht diese steiler und verwandelt das Tal in einen V- oder U-förmigen Trog (AHNERT 2015). Diese Talgletscher prägen das Aussehen der größten Gebirge der Erde. In den Alpen zählen beispielsweise der Aletsch-Gletscher im schweizer-



Abbildung 9: Kargletscher entspringend aus einem Kar im Berner Oberland (Schweiz), Quelle: eigene Aufnahme

ischen Wallis oder der Mer de Glace in den französischen Alpen zu den größten Talgletschern Europas. Eine weitere Gletscherform umfasst die Vorlandgletscher (*engl. piedmont glacier*), die hinsichtlich der Alpen eine dominierende Gletscherform der pleistozänen Vergletscherung darstellte. Dabei reichen die massereichen Gletscherzungen der Talgletscher bis in das Vorland hinein, breiten sich dort fächerartig aus und verbinden sich mit Gletscherzungen benachbarter Talgletscher. Auf diese Weise entstanden nach dem Rückgang der pleistozänen Eiszeit viele der heutigen Vorlandseen, wie beispielsweise der Zürichsee oder der Thuner See. Einer der bedeutendsten Vorlandgletscher der heutigen Zeit ist der Malaspina-Gletscher des Mt. St.-Elias Gebirges in Alaska, dessen fächerartige Gletscherzunge sich auf über 2600 km<sup>2</sup> erstreckt (AHNERT 2015). Abbildung 10 zeigt den Gornergletscher, ein Talgletscher, der in Zermatt vom Fuße des Monte Rosa Massivs talabwärts fließt.



*Abbildung 10: Talglatscher am Beispiel des Gorner-Gletschers in Zermatt (Schweiz), Quelle: eigene Aufnahme*

### 3.3 VERGLETSCHERUNG DER ALPEN – EISZEIT

Die Erde durchlief in ihrer Geschichte immer wieder Perioden stark schwankender Klimata, die auf verschiedene Ursachen zurückzuführen sind und auf die in diesem bzw. den folgenden Kapiteln ausführlich eingegangen wird. Diese Klimaveränderungen führten dazu, dass sich in der Erdgeschichte Abschnitte mit besonders kalten Perioden bildeten, die flächenmäßig überproportional große Inlandeisbedeckungen der Kontinente zur Folge hatten (AHNERT 2015). Solche Zeitabschnitte der Erdgeschichte werden Eiszeitalter genannt. Sie setzen voraus, dass mindestens einer der Pole mit einer dicken Eisschicht überzogen ist (EHLERS 2011). Charakteristisch sind zudem die starken klimatischen Schwankungen innerhalb eines Eiszeitalters, die zwischen den sogenannten Kaltzeiten (Glaziale) und Warmzeiten (Interglaziale) variieren und von denen es in der Erdgeschichte bislang mindestens 20 gegeben hat (EHLERS 2011; SCHÖNWIESE 2019). Die letzten vier Kaltzeiten bzw. fünf Warmzeiten sind in Abbildung 11 abgebildet und tragen im deutschsprachigen Raum jeweils die Namen von Flüssen aus dem bayerischen Voralpengebiet (Kaltzeiten) bzw. haben ihren Ursprung aus Gebieten Norddeutschlands.

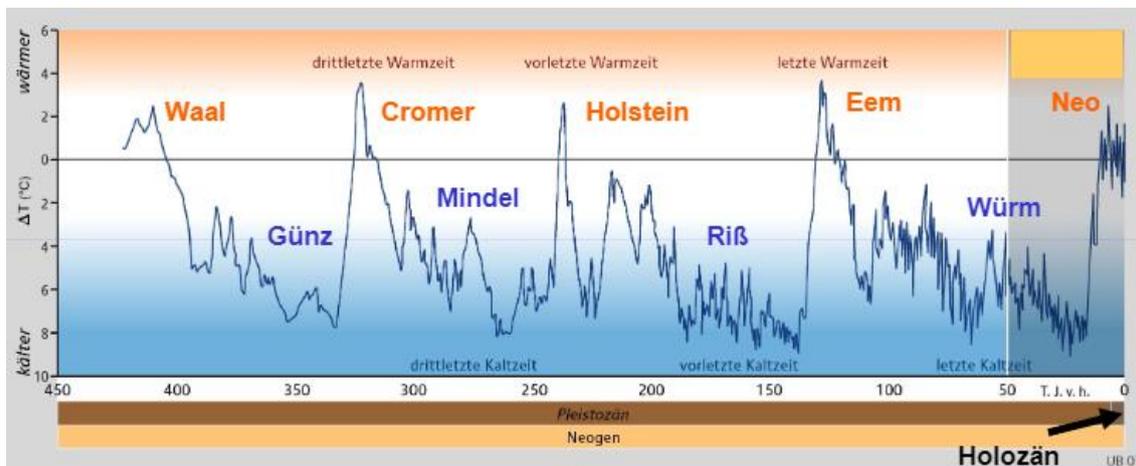


Abbildung 11: Überblick über letzte vier Kaltzeiten und letzte fünf Warmzeiten des quartären Eiszeitalters, verändert durch Schönwiese nach Bubenzer und Radtke, Quelle: Schönwiese (2019)

Betrachtet man sich die Darstellung, befinden wir uns heute im geologischen Zeitalter des Holozäns und der Neo-Warmzeit, wohingegen die abgebildeten Kalt-

und Warmzeiten noch dem Quartären Pleistozän angehörten. Grundsätzlich kann man davon ausgehen, dass die Temperaturunterschiede zwischen Kalt- und Warmzeiten, gemessen am Mittel in der Nordhemisphäre, ähnlich verliefen. Demnach lag das Temperaturmittel zum kältesten Zeitpunkt der Würm-Kaltzeit bei etwa 4 – 5°C unter der heutigen. Zu dieser Zeit befanden sich weite Teile der Nordhemisphäre unter einer dicken Eisschicht. Im Gegensatz dazu war es zum Höhepunkt der Eem-Warmzeit im nordhemisphärischen Mittel um etwa 1,5°C wärmer als heute. Damals reichte der kilometerdicke arktische Eisschild während der Würm-Kaltzeit in Nordamerika bis weit über die Großen Seen. In Europa zog sich das Eisschild in etwa bis Norddeutschland. Zudem führten Gebirge massereiche Gletscher, die sich weit ins jeweilige Vorland erstreckten und sowohl das heutige Relief als auch die Seen formten, wie sie heute die so beliebten und oft dicht besiedelten Seen des Alpenvorlandes darstellen (SCHÖNWIESE 2019). Ein Beispiel für die alpine Vereisung der Würm- und Riss-Eiszeit, stellt Abbildung 12 dar (EHLERS 2011).

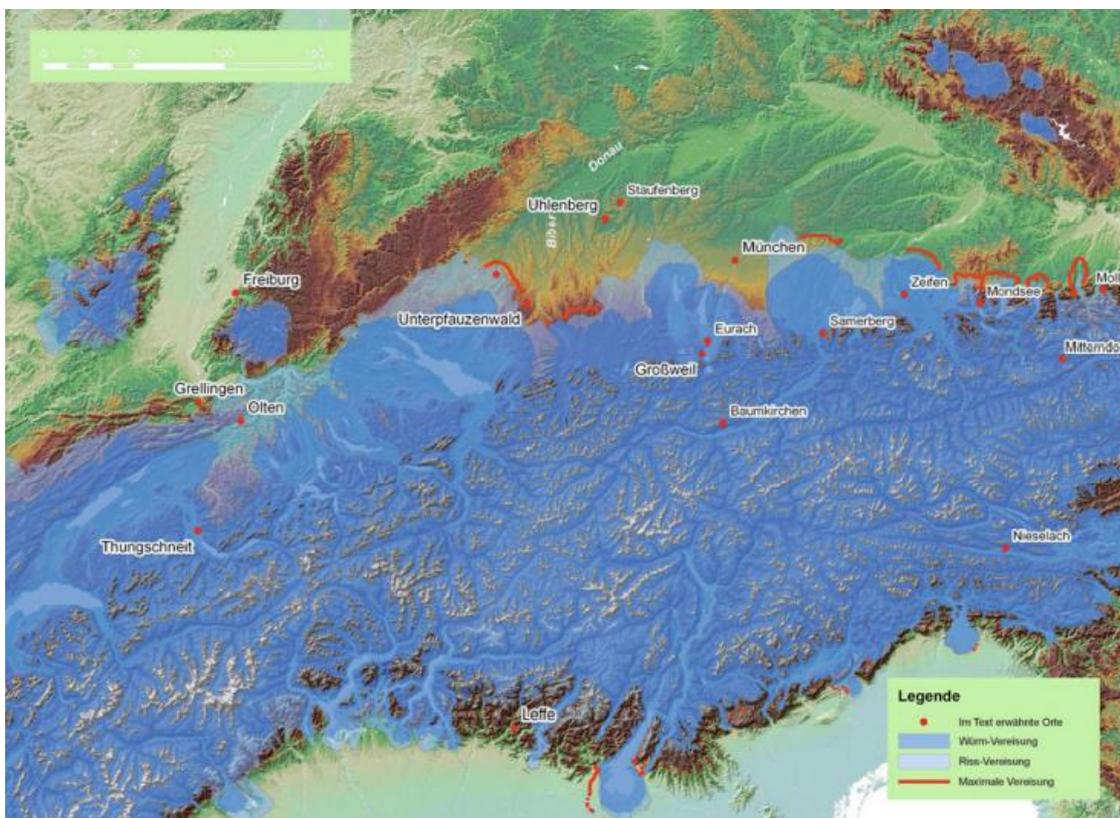


Abbildung 12: Vereisung des Alpenvorlandes während der Würm- und Riss-Eiszeit; Quelle: Ehlers (2011)

Mit der zunehmenden Vergletscherung des alpinen Raumes sowie der Ausdehnung des Inlandeises auf der Nordhemisphäre, begann der Meeresspiegel zu sinken, da immer mehr Süß- und Salzwasser in Eis gebunden wurde. Zugleich wurden die heutigen V- und U-förmigen Trogtäler durch vorstoßende Gletscher in die Bergflanken geschliffen und das Fels- und Abriebmaterial von Moränen im Alpenvorland abgelagert. Vor ca. 11.600 Jahren, am Ende der Würm-Kaltzeit und dem beginnenden Holozän mit seiner einhergehenden Erwärmung, zog sich sowohl das Inlandeis als auch die alpine Vergletscherung allmählich zurück. Somit war der Weg für den Eintritt geomorphologischer Prozesse, die bis zum heutigen Tag das Aussehen der Alpen sowie des Alpenvorlandes prägen, geebnet (SCHÖNWIESE 2014). Als Ursache für den Wandel von Kalt- zu Warmzeiten, insbesondere die des Würm-Neo-Übergangs, wird primär die Änderung der Sonneneinstrahlung aufgrund sich ändernder Orbitalparameter definiert. Die damit einhergehende Eis-Albedo-Rückkopplung resultiert demnach aus Schwankungen der Exzentrizität, Obliquität sowie der Präzession (SCHÖNWIESE 2019). Auch innerhalb der Kalt- und Warmzeiten kommt es immer wieder zu Klima-Schwankungen. Dieser Wandel des Klimas wird, je näher man sich der heutigen Zeit nähert, immer leichter zu rekonstruieren. Es sind verschiedene natürliche Faktoren mit ihren Wechselwirkungen und Kopplungsprozessen, die stark auf das Klima der Erde einwirken. Neben den bereits genannten Orbitalparameter und der Eis-Albedo-Rückkopplung können sich auch starke oder langanhaltende Vulkanausbrüche auf die Atmosphäre auswirken. Auch mit Plattentektonik einhergehende Kontinentalverschiebungen oder Schwankungen der thermohalinen Zirkulation der Meeresströmungen können Klima-Schwankungen bewirken. Alles also komplexe und sensible Prozesse, die eine immense Wirkung nach sich ziehen können. Betrachtet man den Übergang der Würm-Kaltzeit zum Holozän, der jetzigen Neo-Warmzeit genauer, kann man feststellen, dass dieser von zwei unterschiedlichen Prozessen beeinflusst wurde. Grundsätzlich waren es die Schwankungen der Orbitalparameter, die die Erwärmung und somit das Abschmelzen des Eisschildes angetrieben und so das Holozän eingeläutet haben. Durch das Abschmelzen des Laurentidischen Eisschildes in Nordamerika wurden, ähnlich dem Alpenvorland, riesige Süßwasserseen gebildet, die den Wassermassen nach geraumer Zeit nicht mehr

Stand halten konnten, überfluteten und sich daraufhin das Schmelzwasser den Weg in den Nordatlantik bahnte. Die immense Süßwasserzufuhr hatte einen starken Einfluss auf die thermohaline Zirkulation des Nordatlantikstroms, der hemmend auf den Absinkmechanismus einwirkte und so die Warmwasserzufuhr durch die Meeresströmung nach Europa faktisch abstellte. Daraus folgte ein erneuter globaler Kälteeinbruch, der jedoch lediglich mehrere Jahrhunderte andauerte (SCHÖNWIESE 2019). In Abbildung 11 ist dieser gut ersichtlich. Das Holozän und somit die heutige Neo-Warmzeit ist weiterhin geprägt von Schwankungen des globalen Klimas. Anhand von Klimarekonstruktionen sowie Klimamodellen ist es der Wissenschaft möglich, Phasen während des Holozäns zu identifizieren, die von langanhaltenden Temperaturveränderungen geprägt waren. Mit Ausnahme der letzten Phase sind alle vorhergehenden auf Vulkanismus sowie Veränderungen der Sonneneinstrahlung zurückzuführen. Diese letzte Phase des Temperaturanstiegs definiert das Industriezeitalter, das ab 1850 beginnt und bis heute andauert. Abbildung 13 stellt die rekonstruierten Temperaturfluktuationen der Nordhemisphäre seit Beginn des Holozäns dar.

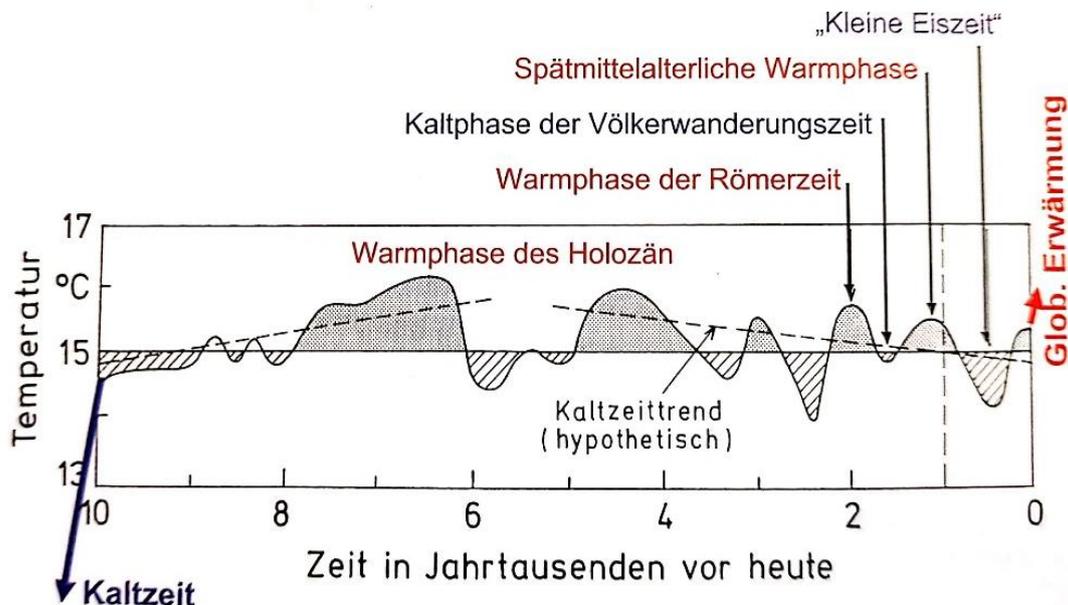


Abbildung 13: Änderungen der Temperatur der Nordhemisphäre im Holozän, Datenquelle nach Clark, zusammengestellt von Schönwiese; Quelle: Schönwiese (2019)

Die globale Erderwärmung ist ein rezentes Resultat des anthropogenen Einwirkens auf die Erde und das Klima. Zum ersten Mal in der Erdgeschichte haben nicht nur interne und externe Faktoren, wie beispielsweise Vulkanismus oder Sonneneinstrahlung Einfluss auf das Erdklima, sondern auch der Mensch - der anthropogene Klimawandel (SCHÖNWIESE 2019).

### **3.4 GEOMORPHOLOGISCHE PROZESSE IN GLAZIALEN GEBIETEN**

Das lokale Gebirgsklima reagiert sehr sensibel und nicht grundsätzlich gleich auf globale und regionale Klimaveränderungen bzw. Schwankungen. In einigen Regionen, insbesondere in Höhen und an Hängen, sind beispielsweise Änderungen in Temperatur und Niederschlag anhand von Messungen kaum nachweisbar, in anderen hingegen enorm (SCHÖNWIESE 2019). Wie stark das lokale Gebirgsklima Änderungen unterzogen ist, lässt sich anhand der Analyse sensibler Klimaindikatoren, zu denen unter anderem Gletscher, Permafrostböden und Vegetation gehören, verlässlich messen und ablesen. Insbesondere geomorphologische Prozesse stehen in unmittelbarer Wechselwirkung zu Veränderungen im lokalen Klima, auf die in diesem Kapitel eingegangen wird.

#### **3.4.1 Gravitative Massenbewegungen**

Gravitative Massenbewegungen lassen sich als Verlagerungsprozesse von Fels- Geröll- und Feinsubstrat definieren, die durch den Einfluss der Gravitation von stark zu leicht geneigten Gebieten auftreten. Sie zählen zu den gefährlichsten Naturgefahren, die in Berg - und Hügelregionen weltweit auftreten (HUNGR & JACOB 2005). Eine generelle und einfache Definition gravitativer Massenbewegungen (*engl. landslide*) zu finden, erweist sich im internationalen und insbesondere im deutschen Sprachgebrauch aufgrund der Komplexität des Verlagerungsprozesses einerseits und der Masse des bewegten Materials andererseits, als schwierig. CRUDEN und VARNES (1996) entwickelten hierfür ein Schema, das eine Klassifikation gravitativer Massenbewegungen ermöglicht

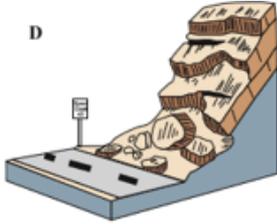
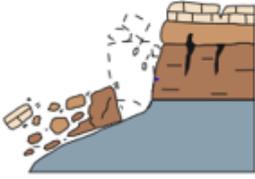
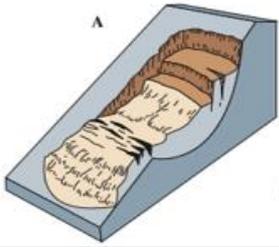
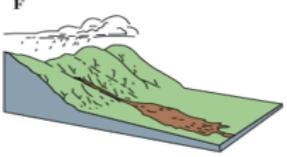
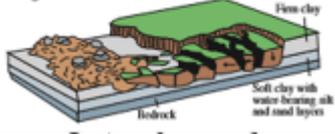
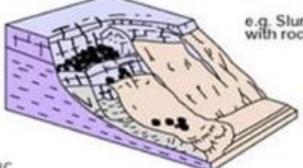
(Tabelle 1., CRUDEN & VARNES 1996). Demnach unterscheiden CRUDEN und VARNES gravitative Massenbewegungen sowohl nach der Art des Materials (Fels-, Schutt und Feinsubstrat), als auch nach dem Volumen und der Geschwindigkeit des bewegten Materials (FELGENTREFF & GLADE 2008). HUNGR und JACOB (2005) definieren darüber hinaus den Prozess gravitativer Massenbewegungen generell in drei Zonen: Anriss-, Transport- und Ablagerungsbereich (Initiation-, Transport- and Deposition Zone). Im Bereich des Anrisses verliert das Substrat die Stabilität und Verbindung zum Grundmaterial, wird daraufhin mit Hilfe der Schwerkraft hangabwärts mobilisiert und transportiert, bis sich das gesamte Material nach seinem Stillstand letztendlich ablagert (HUNGR & JACOB 2005).

Der allgemeinen Klassifikation nach wird das „Fallen“ als abrupte, abwärts gerichtete Sturz-, Sprung- oder Rollbewegungen von massivem geologischem Material (Felsbrocken) bezeichnet, das hauptsächlich aufgrund von Erosion oder tektonischen Prozessen vom Hauptgestein abgespalten wurde (CRUDEN & VARNES 1996). Das Kippen kann durch die gleichen auslösenden Faktoren hervorgerufen werden wie bei Stürzen, jedoch bewegen sich die Felsblöcke rotierend vom Hauptgestein um die Achse unterhalb des Schwerpunkts, was letzten Endes zum Fall des Gesteinskörpers führt (DIKAU & GLADE 2002). Fließprozesse sind durch eine kontinuierliche fließende Abwärtsbewegung von Grundgestein, Geröll, Schutt und Bodenmassen gekennzeichnet, die stark mit Wasser angereichert sind. Als Hauptauslöser gelten neben der Hangunterschneidung und tektonischen Prozessen auch stündliche Starkniederschläge und Schneeschmelze, die eine Porensättigung des Untergrundes zur Folge haben und damit einhergehend ein positiver Porenwasserdruck aufgebaut wird. In Kombination mit einer Hanginstabilität bilden sie die treibenden Kräfte für abwärts gerichtete Fließprozesse (WIECZOREK & GLADE 2005). Abhängig von der Geschwindigkeit und dem transportierten Material, kann das „Fließen“ in einzelne Kategorien unterteilt werden. So transportiert ein Murgang beispielsweise eine Mischung aus Schutt- und Geröllmaterial, das zu einem mindestens 20 %-igen Anteil aus Kies, Sand, Ton, Gestein, Felsbrocken und organischem Material wie Ästen und Stämmen besteht. Es bewegt sich in einer schnellen, schubartigen Fließ- und Wellenbewegung den Berghang oder auch häufig eine Rinne oder Bachrinne hinunter und lagert sich dort aufgrund des abnehmenden Neigungswinkels in Form eines Kegels ab (HUNGR

2005, SAVAGE & BAUM 2005, IVERSON 2005). Eine Schuttlawine (*engl. debris avalanche*) unterscheidet sich von einem Murgang vor allem durch die Geschwindigkeit. Im Vergleich zum Murgang verläuft deren Fließvorgang extrem schnell. Ein Erdfluss (*engl. earthflow*) entsteht dagegen in mittelsteilem und flacherem Hanggelände mit von Wasser gesättigtem Bodenmaterial, das sich als plastisches und/oder viskoses, intern stark deformiertes Medium mobilisiert. Langsame Fließprozesse wie das Bodenkriechen sind aufgrund ihrer geringen Geschwindigkeit lediglich durch gekrümmte Baumstämme, gebogene Zäune und Wände identifizierbar. Das Driften des Untergrunds ist ein Phänomen, das häufig aufgrund von Boden-Übersättigung hervorgerufen wird, wenn feinkörnige Sedimente wie beispielsweise Sande von einem stabilen in einen flüssigen Zustand umgewandelt werden. Auf diese Weise wird eine Scherspannung von kohärentem Material in den oberen Einheiten aufgebaut, die die Oberfläche so lange schließen, bis sie reißt oder bricht. Diese Brüche treten an seitlich leicht geneigten Hängen, bis hin zu flachem Gelände auf (TURNER ET AL. 1996, CRUDEN & VARNES 1996). Das häufigste Vorkommen unter dem Begriff gravitativer Massenbewegungen sind Rutschungen, die im gängigen Sprachgebrauch irrtümlicherweise oft als Synonym verwendet werden. In der Fachterminologie hingegen bezeichnet man Rutschungen als Gleitprozesse, die Material auf einer konstanten Gleit- oder verformten Scherfläche in Folge von Gravitation hangabwärts transportieren. Hierbei unterscheidet man, ob sich das transportierte Material entlang einer konkav gekrümmten Gleit- bzw. Scherfläche bewegt (Rotationsrutschung) oder auf einer flachen, planaren Gleit – bzw. Scherfläche. In diesem Fall spricht man von einer Translationsrutschung (CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU ET AL. 1996). Alle hier definierten Typen gravitativer Massenbewegungen treten nur selten in einer ausschließlichen Form auf. Die Komplexität der Topographie, die Wechselwirkungen von Land und Atmosphäre sowie der anthropogene Einfluss auf die Landschaft in Form von Landnutzung, all das sind Faktoren die dazu führen, dass gravitative Massenbewegungen oftmals in einer Kombination der aufgeführten Prozessarten auftreten. In der Klassifikation von *Cruden & Varnes (1996)* werden sie deshalb als „Komplex“ bezeichnet (CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU & GLADE 2002). Die Geschwindigkeit ist dabei ein sehr wichtiger Parameter für alle Arten gravitativer Massenbewegungen. Im Hinblick auf das Schadenspotenzial

solcher Massenbewegungen spielt jedoch nicht nur die Geschwindigkeit eine erhebliche Rolle. Auch das Volumen der bewegten Masse ist dabei ein entscheidender Faktor, sowohl für die Gefährdungsevaluierung als auch die Intensität des Ereignisses. Kriechende Bewegungen mit einer kontinuierlichen oder schubartigen Volumenverlagerung von wenigen Kubikmetern können sich beispielsweise über Jahre, Jahrzehnte oder gar Jahrhunderte hinziehen, wohingegen schnelle Ereignisse lediglich Sekunden oder Minuten andauern. Zu solch schnellen Massenbewegungen zählen beispielsweise Berg- bzw. Felsstürze. Sie haben von allen Arten das höchste Schadenspotenzial. Hierbei weisen die betroffenen Ereignisgebiete eine gewisse Grunddisposition, wie etwa Materialeigenschaften des Grundsubstrats oder Eigenschaften der Hanggeometrie gegenüber der potenziellen Massenbewegung auf. Wird diese Grunddisposition einer Veränderung unterzogen, wie beispielsweise eine durch Straßenbau initiierte Hangunterschneidung, so wird gleichzeitig die Stabilität des Hanges negativ beeinflusst.

Tabelle 1: Klassifikation gravitativer Massenbewegungen adaptiert nach CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU & GLADE

PROZESTYP	MATERIAL		
	FESTGESTEIN	LOCKERGESTEIN	
FALLEN (ENGL. FALL)	Bergsturz	Erdsturz	
	Felssturz	Schuttsturz	
	Blocksturz		
	Steinschlag		
KIPPEN (ENGL. TOPPLE)	Felskippung	Erdkippung	
		Schuttkippung	
GLEITEN (ENGL. SLIDE)	Rotationsgleiten	Rutschung (Erdrutschung, Schuttrutschung)	
	Translationales Gleiten	Erdblockgleitung Schuttblockgleitung	
FLIEßEN (ENGL. FLOW)	Sackung	Murgang	
	Talschub	Erdfließen	
DRIFTEN (ENGL. SPREAD)	Felsdriften	Erddriften	
		Schuttdriften	
KOMPLEX (ENGL. COMPLEX)	Felslawine		

2002, USGS 2004)

Nun bedarf es lediglich eines „Triggers“ wie beispielsweise ein Erdbeben oder ein Starkniederschlagsereignis, um die gravitative Massenbewegung auszulösen (FELGENTREFF & GLADE 2008). Stündliche Starkniederschlagsereignisse oder längere Feuchteperioden (dazu zählen auch lange Niederschlagsperioden oder die jährliche Schneeschmelze) haben eine Sättigung der Poren im Boden zur Folge, wodurch ein positiver Porenwasserdruck des Untergrunds aufgebaut wird, der in Verbindung mit der Hangneigung zur Instabilität und somit zur Abwärtsbewegung führt (WIECZOREK & GLADE 2005). Einen Überblick vorbereitender und auslösender Faktoren gravitativer Massenbewegungen haben *Dikau & Glade (2002)* aus eigenen Forschungswerten erhoben und tabellarisch zusammengefasst (Tabelle 2). Die in der Tabelle verwendeten Kennzeichnung (\*) markieren etwaige Faktoren, die in Abhängigkeit der Hangstabilität über eine sowohl vorbereitende, auslösende als auch kontrollierende Wirkung verfügen.

Gravitative Massenbewegungen der Kryosphäre lassen sich auf Berg- und Felsstürze sowie Rutschungen und Muren limitieren, die durchaus in einem kombinierten Denudationsprozess aufeinander aufbauend stattfinden können. Sie sind eine der bedrohlichsten Auswirkungen der klimabedingten Gletscherschmelze, auf die ab Kapitel 5.1.4 anhand von Fallbeispielen genauer eingegangen wird.

Tabelle 2: Vorbereitende und auslösende Faktoren für gravitative Massenbewegungen nach DIKAU &amp; GLADE (2002)

URSACHE	VORBEREITENDE FAKTOREN (DISPOSITION)	AUSLÖSENDE FAKTOREN (TRIGGER)	BEWEGUNGS- KONTROLLIERENDE FAKTOREN
GEOLOGIE	Diskontinuität* (Schichtung, Schieferung, tektonische Störung) Verwitterung Isostasie	Erdbeben Vulkanausbrüche	Gesteinstypen Diskontinuität und strukturelle Diskontinuität
KLIMA	Langanhaltender Vorregen Schneeschnmelze Frost-Tau Zyklen	Niederschlag* (Intensität, Menge) Schnelle Schneeschnmelze	Niederschlag (Intensität, Menge)
BODEN	Verwitterung Geotechnische Material- eigenschaften Bodenart und -typ	nicht zutreffend	Wassersättigung Mächtigkeit des Bodens
VEGETATION	Natürliche Vegetationsänderung * (z. B. Waldbrand, Trockenheit)	nicht zutreffend	Vegetation
HYDROLOGIE	Schnelzender Permafrost	Schnelle Schwankung des Grundwasser- spiegels Porenwasser- druck	Gerinnerauhgigkeit Weitertransport bewegter Massen
TOPOGRAPHIE	Hangexposition* Hanghöhe*	nicht zutreffend	Hangneigung* Hangwölbung* Tiefenlinien*
ANTHROPOGEN	Entwaldung Staudambau Entfernung des Hangfußes Belastung des Oberhangs Bewässerung Bergbau	Hanganschnitte* Hangunter- schneidung* Auflast*	Künstliche Verbauungen Dämme Gerinnebegradigu ng, - verkleinerung, - vergrößerung

### 3.4.2 Lawinen

Der Begriff Lawine definiert Schneemassen, „die bei raschem Absturz auf steilen Hängen, Gräben u. Ä., infolge der kinetischen Energie oder der von ihnen verursachten Luftdruckwelle oder durch ihre Ablagerung Gefahren oder Schäden verursachen können.“ (Forstgesetz 1975, S. 99, FELGENTREFF & GLADE 2008). Als eine Lawine bezeichnet man den gesamten Bewegungsprozess, beginnend mit dem Anriss des abgelagerten Schnees über den talabwärts gerichteten Transport der Schneemassen bis hin zu deren Ablagerung. Ähnlich wie bei gravitativen Massenbewegungen ist bei Lawinen sowohl die Geschwindigkeit als auch das transportierte Schneevolumen entscheidend für ihr Schadenspotenzial (FELGENTREFF & GLADE 2008). Vor allem die Klimaveränderung im Hochgebirge, wie etwa die Zunahme von lokalen Starkniederschlägen, die Erwärmung der Temperatur sowie die damit einhergehende Verwirbelungen der Luftmassen führen zur Veränderung in der Dynamik der Schneemassen. So kommt es vermehrt zu Schneeverfrachtungen, die zu Steil- und Kammlagen der Schneemassen führen und somit einen Lawinenabgang herbeiführen können. Insbesondere aufgrund der zunehmenden Fluktuation der Kalt-Warmperioden sowie der immer öfter auftretenden Starkniederschlagsperioden innerhalb eines Winters, wird die Bildung von Lawinen begünstigt (WSL – LAWINENBULLETIN UND SCHNEESITUATION). Tabelle 3 zeigt die vom SLF entwickelte internationale Lawinenklassifikation, die Lawinen nach bestimmten Kriterien unterscheiden lässt (FELGENTREFF & GLADE 2008; WSL 2016). In den letzten Jahren hat man in Deutschland, Österreich und vor allem in der Schweiz vermehrt die Zunahme von zwei Lawinenarten registrieren können, die auf den fortschreitenden Klimawandel in den Alpen zurückzuführen sind. Das sind zum einen die Gleitschneelawinen sowie andererseits die Nassschneelawinen. Beide Lawinentypen können eine immens destruktive Wirkung entwickeln und werden durch Schmelzwasser und Niederschlag ausgelöst.

Nassschneelawinen entstehen demnach, wenn Wasser, vorrangig durch Niederschlag, auf die Schneedecke fällt, dieses bis in die Schichtgrenzen sickert, deren Bindung schwächt und diese letzten Endes in Form einer Lawine voneinander trennt. Bei einer Gleitschneelawine hingegen gibt es keine (Schnee)Schichtgrenzen per se. Sie entsteht, wenn Wasser bis zur Fels- oder

Grundoberfläche sickert beziehungsweise, wenn bei Wärmeperioden Schnee auf die warme Oberfläche fällt und daraufhin die Reibung zwischen Schnee – und Grundoberfläche abnimmt. Daraus folgt, dass die gesamte Schneedecke als Lawine hangabwärts abgeht und - anders als das bei der Nassschneelawine der Fall ist - dazu grundsätzlich keinen externen Trigger wie zum Beispiel einen Alpensportler oder einen Niederschlag benötigt (WSL – LAWINENBULLETIN UND SCHNEESITUATION).

In der Schweiz gilt der Winter 2017/2018 als Lawinenrekordjahr, in dem neben Staublawinen vor allem Nassschneelawinen als dominierende Lawinenform auftraten.

Seit dem Lawinenwinter 1998/1999 war es laut dem Lawinenaktivitätsindex (AAI) des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung der Schweiz (SLF), mit dessen Hilfe die Lawinenaktivitäten vergangener Winter miteinander verglichen und die saisonalen Lawinenperioden bestimmt werden können, nicht mehr zu so vielen Lawinenabgängen gekommen. Besonders betroffen war dabei der Kanton Wallis, für den im Januar 2018 großflächig die höchste Lawinengefahrenstufe 5 ausgesprochen wurde. Nach der Klassifikation des SLF ist bei einer Gefahrenstufe 5 die Schneedecke schwach gefestigt und instabil, es besteht akute Gefahr. Dank des erfahrenen und etablierten Risikomanagements der Schweiz und des SLF, konnten durch bauliche bzw. organisatorische Schutzmaßnahmen sowie durch permanentes Monitoring katastrophale Schadensdimensionen vermieden werden (WINKLER ET AL. 2019).

Tabelle 3: Internationale Lawinenklassifikation auf Basis des SLF nach Felgentreff & Glade (FELGENTREFF & GLADE 2008; WSL 2016)

LAWINENKLASSIFIKATION		
MERKMAL	HAUPTMERKMAL UND BEZEICHNUNG	
FORM DES ANRISSSES	linienförmig, scharfkantig	punktförmig
	<b>Schneebrett</b>	<b>Lockerschneelawine</b>
FORM DER BEWEGUNG	vorwiegend fließend	vorwiegend stiebend
	<b>Fließlawine</b>	<b>Staublawine</b>
LAGE DER GLEITFLÄCHE	innerhalb der	auf dem Boden

	Schneedecke	<b>Bodenlawine</b>
	<b>Oberlawine</b>	
FORM DER BAHN	flächig	runsenförmig
FEUCHTIGKEIT DES ABGLEITENDEN SCHNEES	trocken	nass
	<b>Trockenschneelawine</b>	<b>Nassschneelawine</b>
LÄNGE DER BAHN	vom Berg ins Tal	vom Hangfuß zum Stillstand
	<b>Tallawine</b>	<b>Hanglawine</b>
	Heimstätte, Verkehr, Wald	Skifahrer und Bergsteiger im freien Skigelände
ART DES SCHADENS	<b>Katastrophen- oder Schadenslawine</b>	<b>Touristen- oder Skifahrerlawine</b>
ART DES ANBRECHENDEN MATERIALS	Schnee	(Gletscher-) Eis
	<b>Schneelawine</b>	<b>Eislawine</b>

### 3.4.3 Periglaziale Prozesse

Periglaziale Prozesse kommen in Gebieten vor, die unter dem Einfluss von starkem, langanhaltendem Frost stehen. Heutzutage finden diese Prozesse noch in den hohen Breiten der Polregionen beziehungsweise in hochalpinen Gegenden statt. Sie definieren sich über frostdynamische Prozesse in Gebieten mit auftretendem Permafrost. Ahnert beschreibt periglaziale Prozesse als „Sammelbegriff für die Eigenschaften kaltklimatischer Gebiete, die unvergletschert sind, wo aber der Unterboden das ganze Jahr hindurch gefroren bleibt“ (AHNERT 1996). Frost und Bodeneis führt hierbei aktiv zur Prägung und Formung der Landoberfläche bei. Derartige Bedingungen kommen in Räumen arktischer Tundren und großen Teilen der borealen Nadelwaldgebiete vor, deren Jahresdurchschnittstemperatur -1 Grad Celsius nicht übersteigen (ZEPP 2008). Ehlers (2011) fügt hinzu, von Dauerfrostböden (Permafrostböden) zu sprechen,

wenn die Böden auf mindestens 2 aufeinanderfolgenden Jahren nicht ein einziges Mal auftauen.

In diesem Unterkapitel werden periglaziale Prozesse nicht im alpinen Gletscherraum, sondern vielmehr im Bereich arktischer Gebiete behandelt. Der Fokus liegt dabei auf den für die Thematik relevanten Prozesse.

Die größte Verbreitung von Permafrostböden findet sich im Norden Asiens, genauer gesagt in Sibirien, sowie in Nordamerika und dem größten Teil Grönlands. Geografisch gesehen müssten auch Teile Nordeuropas Gebiete mit zusammenhängenden Dauerfrostböden aufweisen, aber der für das milde europäische Klima verantwortlichen Golfstrom verhindert deren Bildung in Europa. Lediglich im Norden Skandinaviens und im alpinen Hochgebirgsraum lassen sich sowohl Permafrost als auch periglaziale Prozesse aufgrund von Höhenlage, Geologie, Hangneigung, etc. anfinden (Abbildung 14) (EHLERS 2011). Das Gefrieren des Bodens hat per se kaum eine Auswirkung auf die Gestaltung der Landoberfläche. Vielmehr hat das Auftauen im Sommer und das winterliche Wiedergefrieren einen intensiven Einfluss darauf und ist so primär für die Entwicklung und Gestaltung der Topographie verantwortlich. Sobald die als Isolationsschicht dienende Schneedecke in den Sommermonaten wegschmilzt, taut der darunter liegende Permafrostboden auf und setzt die sogenannte Auftauschicht (*engl. active layer*) frei (ZEPP 2008). Der „active layer“ liegt unmittelbar über dem Permafrostboden und ist direkt vom jahreszeitlichen Frostwechsel betroffen. Sowohl das sommerliche Auftauen wie auch der Wiedergefrierprozess im Herbst geschieht von oben her, also von der Oberfläche aus beginnend. Das in den Bodenporen gesammelte Schmelzwasser sickert mit der Zeit in Richtung der Grenzfläche zwischen active layer und der Permafrost Oberfläche, was zu der Bildung von Eislinsen bzw. Segregationseis beim Wiedergefrieren führt. Die Verteilung der Eislinsen im Boden erfolgt nicht gleichmäßig, so dass unregelmäßige Hebungs- und Senkungsbereiche entstehen, die, bedingt durch den immer wiederkehrenden Frost- und Schmelzprozess das Bodengefüge verändern, was zu einer Sortierung des Untergrundmaterials führt. Wie in Abbildung 14 ersichtlich, befinden sich die flächendeckend größten Permafrostböden in Nordamerika und vor allem auch in Sibirien (Nordasien). Es benötigt Jahrhunderte bzw. Jahrtausende, um Permafrostböden entstehen zu

lassen und ebenso lang, um sie wieder zu schmelzen (EHLERS 2011). Die aktuellen, drastischen anthropogenen Klimaveränderungen beschleunigen diesen Prozess immens, so dass auch die Auswirkungen eines geschmolzenen Permafrostbodens viel schneller auftreten, als das bei einer natürlich stattfindenden Geschwindigkeit geschehen würde (EHLERS 2011, ZEPP 2008).

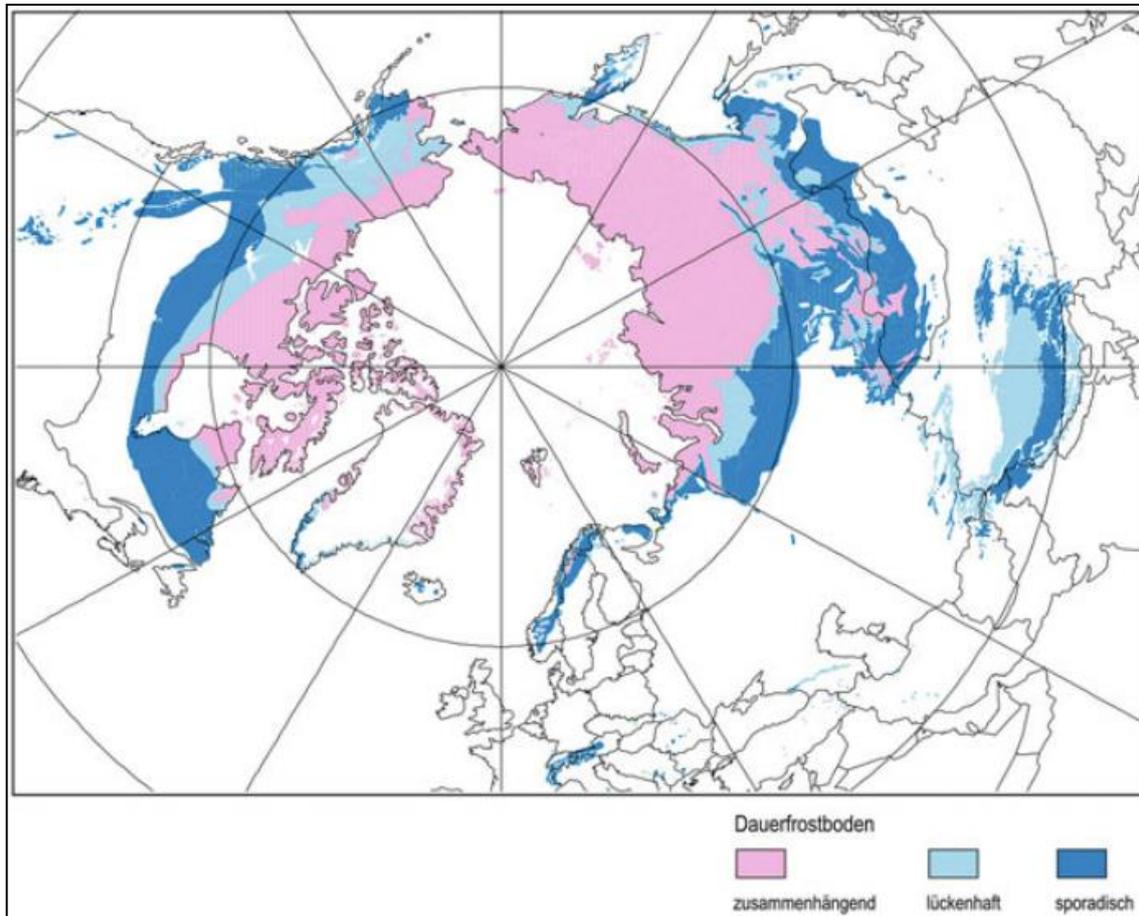


Abbildung 14: Übersicht des Vorkommens von Permafrost, Quelle: Ehlers (2011)

Wenn sich die sommerliche Auftauzone sukzessiv vergrößert, gerät der Permafrost in ein Ungleichgewicht und taut zunehmend mit auf. Die entstehende Wassermenge verstärkt diesen Prozess zudem und es kommt zu der Entstehung von sogenannten Thermokarstseen. Diese prägen vermehrt die Landschaft der weltweiten Tundra Gebiete. Das vermehrte Aufkommen der Thermokarstseen in Permafrost Gebieten hat sowohl auf regionaler als auch globaler Ebene Folgen. So stellt sie u. a. die lokale Bevölkerung vor schwerwiegende sozio-ökonomische Konsequenzen in Bezug auf landwirtschaftlich genutzte Flächen und Infrastruktur.

In Städten wie beispielsweise dem an der Lena gelegenen sibirischen Jakutsk, kommt es durch das Abschmelzen des Permafrostes zum stetigen Absinken der Erdoberfläche und damit verbunden, zur Deformierung bzw. Destruktion von sowohl Gebäuden als auch von Infrastruktur. Sibirien, wie auch der nördliche Teil Kanadas und Alaskas, gelten als Heimat vieler natürlicher Ressourcen und Rohstoffe wie beispielsweise Erdöl und Erdgas. Für deren Förderung und Weitertransport entstanden mit der Zeit Städte und eine dementsprechend hoch entwickelte Infrastruktur. Momentan entgeht man durch städtebauliche Maßnahmen und Gebäudeunterbauungen noch der Katastrophe. Wie lange man jedoch dem rapide ansteigenden Prozess der Schmelze trotzen kann, wird man nach *Morgenstern et al. (2013)* in nicht allzu weiter Zukunft erfahren. Auf globaler Ebene hat das Abschmelzen des Permafrostes und die damit einhergehende Entstehung von Thermokarstseen ebenfalls erhebliche Auswirkungen. Permafrostböden sind riesige unterirdische Kohlenstoff- und Methanspeicher, die beim Schmelzprozess freigesetzt werden und somit in die Atmosphäre gelangen. *Morgenstern et al. (2013)* und viele Experten (IPCC 2018) reden von einer Gasmenge, die groß genug ist, um aktiv auf die Klimaerwärmung einzuwirken und diese potenziert. Somit wird der bereits vorhandene Kreislauf beschleunigt und das weitere Abschmelzen des Permafrostes begünstigt. (MORGENSTERN ET AL. 2013; ULRICH 2018).

Wie in diesem Kapitel bereits erwähnt, ist Permafrost nicht nur auf den nördlichen Teil der Kontinentalgebiete beschränkt, sondern ist auch in Gebirgsregionen anzutreffen. Gefrorene Wasserpartikel in den Gesteinsspalten bilden über Jahrhunderte und Jahrtausende den natürlichen Kitt der Berge im Gebirge. Bei quantitativ zunehmenden Temperaturen über mehrere aufeinanderfolgende Sommer hinweg (so wie es der Trend seit Beginn der Industrialisierung aufzeigt) (IPCC 2018), schmilzt der Permafrost aus immer tieferen Poren im Fels heraus. Dies hat zur Folge, dass der Fels seine Stabilität verliert und der Berg anfängt zu bröckeln. Steinschlag, Fels- und sogar Bergstürze sind die Folge, die der lokalen Infrastruktur und dem anthropogenen Lebensraum gefährlich werden können (FELGENTREFF & GLADE 2008). Weitere periglazial Prozesse, die für Gebirgs- und arktische Landschaften prägend sind, besitzen Relevanz zur Thematik dieser Arbeit. Dazu gehören Verwitterungsprozesse wie die Frostverwitterung,

Blockgletscher, das Bodenfließen sowie Frostspalten bzw. Eiskeile. Frostverwitterung ist eine Art der physikalischen Erosion von Gestein. Wie der Permafrost, findet die Frostverwitterung durch das saisonale Abschmelzen und Wiedergefrieren von Wasserpartikeln im Fels statt. Wasser durchläuft beim Gefrieren und Schmelzen eine Metamorphose vom flüssigen Zustand über einen plastischen bis hin zu einer festen Beschaffenheit. Es nimmt dabei kontinuierlich an Dichte und Volumen zu. Dem somit entstandenen Druck kann der Fels beziehungsweise das Gestein nicht standhalten und wird, wie Abbildung 15 aufzeigt, im Wahrsten Sinne des Wortes auseinandergerissen bzw. gesprengt, (EHLERS 2011).



Abbildung 15: Beispiele einer Frostverwitterung; Quelle: Ehlers (2011)

Blockgletscher sind unter Permafrost-Bedingungen entstandene Felder im Hochgebirge, die aus einem Gemisch aus gefrorenem Lockermaterial bestehen. Obgleich sie einige Attribute mit Gletschern teilen und deren Namen in sich tragen, sind sie mit Gletschern im eigentlichen Sinne nicht zu vergleichen. Aktive Blockgletscher transportieren in einer Fließbewegung ihren Gesteinsschutt talabwärts. Taut der Permafrost und das Eis des Blockgletschers aufgrund der immer wärmeren saisonalen Temperaturen im Hochgebirge, kommt es zu einer Verformung und Instabilität des Eis-Geröll-Gemisches im Blockgletscherinneren, was zur Folge hat, dass dieser an Fließgeschwindigkeit zunimmt und damit

einhergehend mehr Material beim Abfließen ablagert oder Abflussrinnen fortwährend speist. Das abgelagerte Geröllmaterial kann unter entsprechend günstigen Bedingungen gravitative Massenbewegungen auslösen und somit menschlichen Lebensraum gefährden (EHLERS 2011). Ein Beispiel hierfür ist der im schweizerischen Zinal (Wallis) unter dem *Diablon des Dames* (3538 m a. s. l.) gelegene *Glacier Bonnard* Blockgletscher. *Bardou et al. 2011* stellte in seiner Studie zu Permafrost als Initiator von Murgängen fest, dass im Falle des *Torrent de Pétérey*, Wildbaches, der sich vom Fuß des Diablon des Dames bis in den Kur- und Bergort Zinal erstreckt, das Geröll- und Schuttmaterial des Glacier Bonnard eine entscheidende Rolle als Auslöser von Murgängen ist (BARDOU ET AL. 2011; STOFFEL & BOLLSCHWEILER 2009). Mit einer horizontalen Verschiebung, variierend von 0,3 bis 1 m pro Jahr, speist der Blockgletscher den Pétérey in den Sommermonaten bis in den frühen Herbst kontinuierlich mit Lockermaterial. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts, so die ersten Ereignisdatierungen basierend auf dendrogeomorphologischen Analysen, treten saisonal in regelmäßigen Abständen Murgänge auf, die zunehmend eine Gefährdung für Einwohner, deren Häuser sowie der dortigen Infrastruktur darstellen. Resultierend aus ebendiesen Ereignisdatierungen- und Analysen ist der Wildbach mehreren baulichen Schutzmaßnahmen unterzogen worden (STOFFEL & BOLLSCHWEILER 2009).

### **3.5 NATÜRLICHE EINFLUSSFAKTOREN DER KRYOSPHÄREN- UND GLETSCHERBILDUNG**

Betrachtet man die mediale Diskussion bezüglich des Klimawandels fällt auf, dass prinzipiell der Mensch und seine Aktivitäten im Mittelpunkt stehen. Seit Beginn der Industrialisierung in der Mitte des 20. Jahrhunderts ist ein drastischer Anstieg an Treibhausgasen in der Atmosphäre zu beobachten, der mit den Emissionen anthropogenen Handelns zusammenhängt. Aber schon bevor der Mensch in das natürliche Konstrukt der Erde eingegriffen hat, veränderte sich das Erdklima im Laufe der Geschichte dieses Planeten immer wieder.

Warum also die Diskussion über den obskuren Klimawandel, wenn dieser doch bereits seit der Entstehung der Erde vor über 4 Milliarden Jahren ein ständiger Begleiter ist? Ist der Klimawandel also doch kein Phänomen jüngerer Zeit, das als Konsequenz anthropogener Handlungen erschaffen wurde? Der Klimawandel, wie er heutzutage in den Medien debattiert wird, ist durchaus das Resultat menschlichen Einflusses auf die Umwelt sowie auf deren natürliche Mechanismen und Wechselwirkungen. Der Klimawandel war und ist über die gesamte Erdgeschichte hinweg variabel und in absoluter Abhängigkeit verschiedener interner und externer Einflussfaktoren. Die Frage, ob die Menschheit diesen potenzierten Klimawandel in Zukunft überleben kann, wird davon abhängen, ob sie fähig ist, sich den klimatischen Veränderungen der Erde anzupassen oder nicht?

#### **3.5.1 Milankovitch-Zyklen**

Die Begriffe Klima, Klimawandel und Klimasystem sind ein komplexes Thema, das kurze und präzise Definitionen nicht zulässt. Neben den bereits beschriebenen Einflüssen wird in diesem Kapitel ein weiterer Faktor beschrieben, der Auswirkungen auf das Klima und die natürlichen Klimaänderungen hat. Gemeint ist die Sonneneinstrahlung. Sie gilt neben der Plattentektonik, dem Vulkanismus sowie den anthropogenen Handlungsweisen als primär wichtigster externer Einflussfaktor auf das Klimasystem und die meisten natürlichen klimatischen Veränderungen der Erde (SCHÖNWIESE 2019).

Der serbische Mathematiker Milutin Milankovitch befasste sich Ende der 1930er Jahre mit der auf die Erde einfallenden Sonneneinstrahlung und errechnete in der Folge die Bedeutung der Erdbahnparameter auf die Insolationsstärke. Die Erdbahnparameter treten danach in periodischen Zyklen auf, die durch die Gravitation der Sonne, der anderen Planeten des Sonnensystems sowie dem erdeigenen Mond hervorgerufen werden und somit die Strahlungsintensität auf die Erde beeinflussen. Dabei handelt es sich um die Exzentrizität, die Obliquität und die Präzession. Alle drei in ihrer Gesamtheit definieren die sogenannten „Milankovitch-Zyklen“ (RUDDIMAN 2008, WILLIAMS ET AL 1998).

Die Erde kreist auf ihrer heute bekannten elliptischen Umlaufbahn um die Sonne. Die Variation der Ausprägung der Umlaufbahn von einer fast kreisförmigen zu einer maximal elliptischen, wird als Exzentrizität bezeichnet, die einer Periodizität von 95.000 und 400.000 Jahren unterliegt, wie in Abbildung 16 schematisch dargestellt (SCHÖNWIESE 2019).

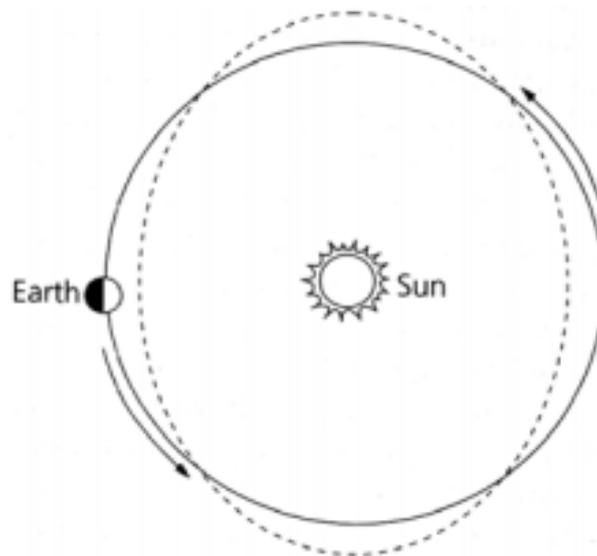


Abbildung 16: Variable Exzentrizität mit einer Periodizität von 95.000 und 400.000 Jahren; Quelle: Allen (1997)

Verantwortlich für diesen Vorgang sind die Anziehungskräfte und die differierende Rotationsgeschwindigkeit sämtlicher Planeten des Sonnensystems um die Sonne, die auf die Erde einwirken und ihre Umlaufbahn dahingehend verändert. Vor allem die großen Gasplaneten Jupiter und Saturn üben dabei durch ihre Masse einen erheblichen Einfluss aus. Betrachtet man eine maximal kreisförmige Umlaufbahn,

beträgt die Exzentrizität  $e=0,005$ . Somit bleibt die Intensität der Sonneneinstrahlung über das Jahr verteilt relativ gleich, im Gegensatz zu einer elliptischen, die bei maximaler Ausprägung eine Exzentrizität von  $e=0,607$  aufweist (RUDDIMAN 2008). Hierbei sind die Unterschiede der Sonneneinstrahlungsintensität zwischen Perihel (sonnennächster Punkt) und Aphel (sonnenentferntester Punkt) innerhalb eines Jahres am höchsten. Der heutige Ist-Zustand der Exzentrizität der Erdumlaufbahn beträgt etwa  $e=0,0167$  (RUDDIMAN 2008). Die Änderung des Neigungswinkels der Erde bezeichnet man als Obliquität, die gleichermaßen wie die Exzentrizität in einem periodischen Zyklus von ca. 41.000 Jahren erfolgt. Dabei variiert die Erdachsenneigung zwischen  $21,5^\circ$  und  $24,4^\circ$ . Die heutige Neigung der Erdachse ist mit  $23,5^\circ$  eher zentral zwischen den oberen und unteren Extremwerten anzusiedeln (RUDDIMAN 2008). Die Obliquität hat von Milankovitch's kalkulierten Erdbahnparametern den stärksten Einfluss auf die Insolationsstärke sowie der damit einhergehenden Ausprägung der Saisonalität. Signifikant wird das vor allem in den hohen und niedrigen Breiten, da diese aufgrund der Erdachsenneigung über eine bestimmte Zeit durchgehend in Dunkelheit bzw. im Hellen liegen (Polarnacht bzw. Polartag), wie in Abbildung 17 dargestellt.

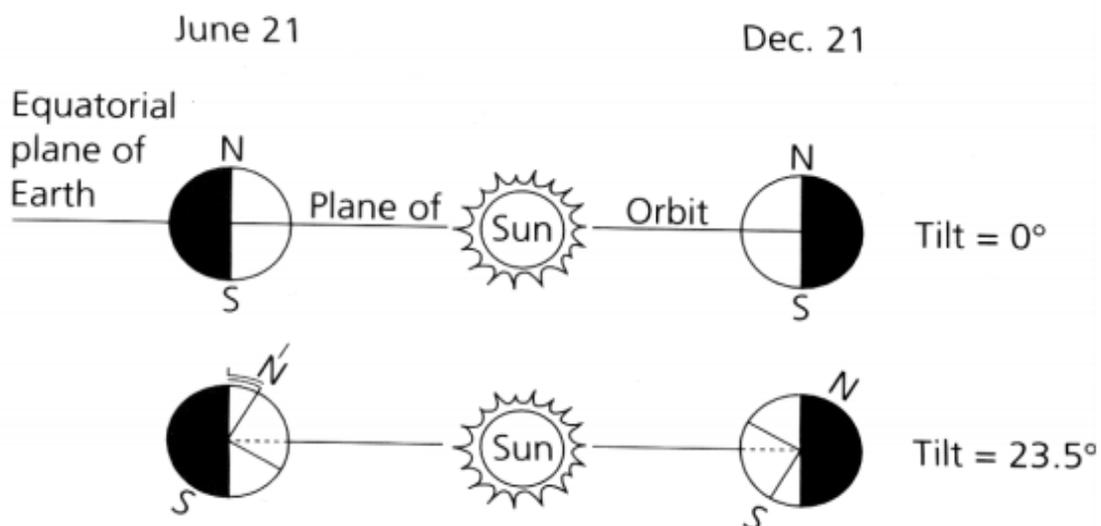


Abbildung 17: Variation der Erdachsenneigung; Quelle; Allen (1997)

Je nach Inklination der Erdachse zur Umlaufbahn der Erde um die Sonne, führt dies in den hohen und niedrigen Breiten jeweils zu einer Verstärkung bzw. Verringerung der jahreszeitlichen Unterschiede (WILLIAMS ET AL. 1998). Demnach sind bei einer stärker geneigten Erdachse die jahreszeitlichen Unterschiede immenser, das heißt, es herrschen wärmere Sommer und im Kontrast dazu kältere Winter. Der Gegeneffekt erfolgt bei schwach geneigter Erdachse, bei der die jahreszeitlichen Unterschiede weniger ausgeprägt ausfallen. So begünstigen kühlere Sommer und mildere Winter die Gletscherbildung sowohl in Gebirgslagen als auch in höheren Breiten. Die Temperatur im Winter fällt in einen Bereich, in dem viel und über einen längeren Zeitraum hinweg kontinuierlich Niederschlag fällt. Dies führt zu einer Akkumulation von Schnee und Eis. Durch die kühlen Sommer schmilzt der Schnee nicht vollständig ab, was wiederum die Bildung von Firn ermöglicht und somit die Basis für eine positive Massenbilanz der Gletscher schafft (MEINARDUS 1944). Durch die Rotation der Erde um die eigene Achse wirken starke Kräfte auf den Planeten ein, die eine Abplattung zur Folge haben. Durch die enorme Geschwindigkeit, die aufgrund der Rotation auf den äquatorialen Bereich einwirkt, entsteht dort eine Ausbauchung, die durch die Anziehungskräfte der anderen Planeten des Sonnensystems, insbesondere auch des Mondes, zusätzlich verstärkt wird. Die Kräfte, die auf den Planeten einwirken sind dermaßen stark, dass sich die zur Ekliptik geneigte Erdachse aufzurichten versucht. Die dadurch entstehende Taumelbewegung der Erdachse nennt man Präzession. In diesem Zusammenhang ändert sich innerhalb der auftretenden Zeitspanne der schwankenden Präzessionsbewegung, die einem periodischen Zyklus zwischen ca. 19.000 und ca. 23.000 Jahren folgt, die Stellung des Perihels und damit der sogenannten Perihel-Wanderung. Wie die folgenden Grafiken von Allen aufzeigen, befindet sich die Erde heute in einer Perihellage, bei der am 21. Dezember die Wintersonnenwende einsetzt.

In etwa 11.000 Jahren wird dann die Wintersonnenwende am 21. Juni in der erdnächsten Position (Aphel) stattfinden und nach weiteren etwa 11.000 Jahren zum aktuellen Stand zurückkehren (Abbildung 18). Durch die Schwankung der Präzessionsbewegung kommt es zwar zu keinen Unterschieden der Gesamtinsolation auf der Erde, jedoch auf die Saisonalität sowie auf deren regionaler Verteilung. Nach Milankovitch sind die jahreszeitlichen Unterschiede

auf beiden Hemisphären abhängig von der Präzessions- und Periheliege. Grundsätzlich hat die Präzession keinen ausschlaggebenden Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde. Vielmehr ist festzustellen, dass sie ähnlich der Obliquität stark auf die Verteilung der Sonneneinstrahlung sowie auf die Saisonalität einwirkt.

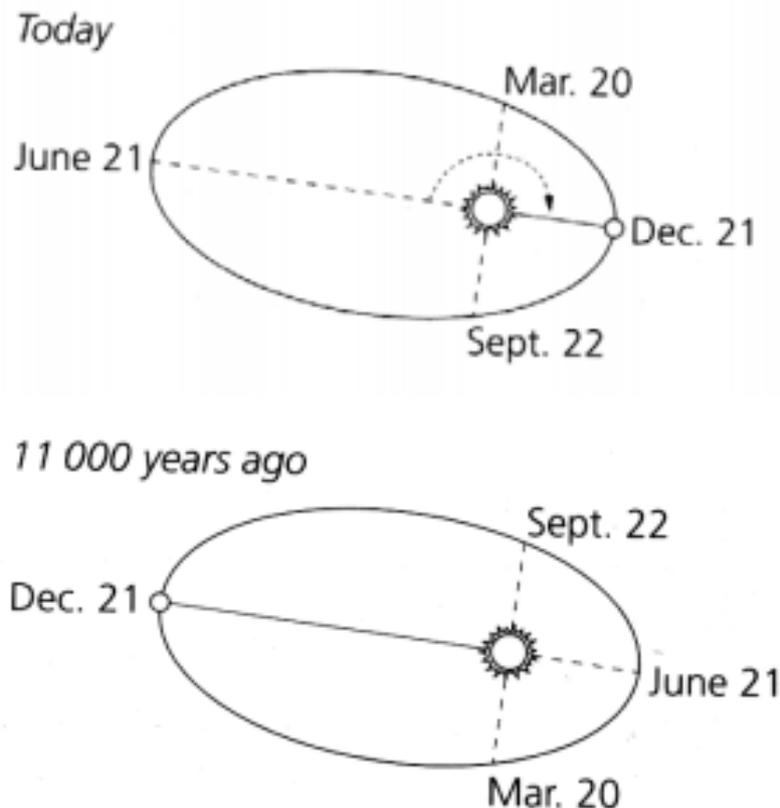


Abbildung 18: Variabilität der Präzession unter zwischen 19.000 und 23.000 Jahren (Allen 1997)

Milankovitch errechnete bei dem zyklischen Auftreten der Erdparameter, dass sich vorrangig die Exzentrizität der Erde und die Präzession gegenseitig besonders stark beeinflussen. Demnach fand er heraus, dass je nach Ausprägung der Exzentrizität die Präzession stärker oder schwächer ausfällt, d. h., bei maximal elliptischer Erdumlaufbahn ist die Taumelbewegung stärker ausgeprägt, wohingegen sie bei einer eher kreisförmigen Umlaufbahn schwächer ausfällt (MEINARDUS 1944). Generell üben alle drei Mechanismen Einfluss auf das Klimageschehen der Erde aus. Ihre Stärke hängt dabei jedoch von ihrer momentanen Ausrichtung ab. Eine tragende Rolle in Bezug auf großflächige

Vereisungen sowie Gletscherbildungen spielt, wie bereits in den Kapiteln der Obliquität und Präzession aufgeführt, die Verteilung der globalen Sonneneinstrahlung sowie die Saisonalität. Verringert sich die Insolation während der Sommermonate, sinkt automatisch die Kraft den Schnee des Winters zu schmelzen. Hält dieser Zustand über einen langen Zeitraum an, folgt daraus wie bereits beschrieben, eine positive Massenbilanz der Gletscher und großflächige Vereisungen der Landmassen (MEINARDUS 1944, WILLIAMS ET AL. 1998). Die daraus folgende kontinuierliche Vermehrung der globalen Eisflächen lösen eine positive Eis-Albedo-Rückkopplung aus, die das Klima zusätzlich beeinflusst. Dabei steigt der Albedo-Wert, das heißt, mehr globale Sonneneinstrahlung wird reflektiert. Die Reflexion der Strahlung zieht wiederum eine Abkühlung der Erdoberfläche nach sich, da jetzt weniger wärmende Sonnenstrahlung auf die Erdoberfläche einwirken kann. Die positive Rückkopplung verhält sich also letztendlich wie ein *circulus vitiosus* oder eine Abwärtsspirale, da sich die diversen Abläufe mehr und mehr gegenseitig verstärken (SCHÖNWIESE 2019). Dieser Effekt macht sich besonders an den Landmassen der nördlichen Hemisphäre bemerkbar. Im Vergleich zur südlichen Hemisphäre ist der Anteil der Landmassen, die rund um den Nordpol liegen, um einiges höher. In Zeiten einer Kälteperiode kann – wie bereits beschrieben – der gefallene Schnee auf dem Festland akkumuliert werden und durch Metamorphose zur großflächigen Vereisung führen, wie das beispielsweise auf der Nordhemisphäre der Fall ist. Reziprok dazu verhält es sich auf der Südhemisphäre. Diese verfügt über wesentlich mehr Wasserfläche und ist in Bezug auf eine vergleichbare Vereisung benachteiligt, da sich auf dem kleineren Festlandanteil weniger Schnee ansammeln kann und so das Meer nicht von einem Eisschild überzogen wird (MEINARDUS 1944).

Die Milankovitch-Zyklen gelten unter Klimaforschern als gewichtige externe Einflussfaktoren auf das Klimasystem der Erde. *Williams et. al (1998)* und *Berger & Loutre (1994)*, die sich sehr intensiv mit den Erdbahnparametern und deren Einfluss auf das Erdklima beschäftigten, konnten aufgrund von Korrelationen zwischen den zyklischen Veränderungen der Insolation und des Delta 18 Sauerstoff-Isotopen-Anteils ( $\delta^{18}\text{O}$ ) aus Eisbohrkernen (WILLIAMS ET AL. 1998, RUDDIMAN 2008) den Einfluss der Exzentrizität auf die Eiszeiten des Pleistozäns nachweisen. Betrachtet man den gesamten Verlauf der Erdklimageschichte, dann

weisen die Milankovitch-Zyklen lediglich im Quartär den größten Einfluss auf. Die Eiszeiten des Quartärs verlaufen ziemlich analog zu den Schwankungen der Exzentrizität (BERGER & LOUTRE 1994).

### **3.5.2 Plattentektonik – Kontinentalverschiebung - Vulkanaktivität**

Neben den Milankovitch-Zyklen, hat die Plattentektonik einen essentiellen Einfluss auf die Veränderung des Erdklimas. Der deutsche Meteorologe Alfred Wegener hatte im Jahre 1912 erstmals die Theorie der Kontinentalverschiebung zur Diskussion gestellt. Sie konnte aber erst Mitte des 20. Jahrhunderts durch Ozeanbohrungen bewiesen werden. Davor galten die Kontinentalplatten als starr und Flora und Fauna an kontinentalen Küstengrenzen als nicht miteinander verwandt. Erst die diversen Meeresbohrungen der 60er Jahre offenbarten ein mächtiges Unterwassergebirge, den sogenannten Mittelozeanischen Rücken, der sich von Island über den gesamten Atlantischen Ozean Richtung Süden erstreckt. Zudem stellte man fest, dass der Ozeanboden unter dem Gebirge ständig in Bewegung ist und sich in Ost-West-Richtung teilt. Bedingt durch konvektive Magmaströme im Erdmantel, spaltet sich entlang des Mittelozeanischen Rückens die Erdkruste. Diese Spaltbewegung, das sogenannte „seafloor-spreading“, drückt und zerrt die so neu gebildete ozeanische Kruste ständig auseinander. Da die gesamte Lithosphäre, die Gesteinsschale der Erde, aus unterschiedlich großen Platten besteht, die sich über der Asthenosphäre und unter dem Einfluss der konvektiven Erdmantelströmen befinden, ist eine Kollision an den Plattengrenzen unvermeidbar. Die Platten bewegen sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten und werden nach *Frisch und Meschede (2009)* nach der Art ihres Aufeinandertreffens unterschieden, und zwar in konstruktive, destruktive und konservative Plattengrenzen (FRISCH & MESCHEDÉ 2009). Laut *Frisch und Meschede* sind konstruktive Plattengrenzen dadurch gekennzeichnet, dass sie sich voneinander wegbewegen. Diese Art der Plattengrenzen kommen auf der Erde nur am Mittelozeanischen Rücken vor, wo durch die Spreizung des Ozeanbodens (seafloor-spreading) magmatisches Material aus dem Erdmantel zu ozeanischer Kruste erstarrt. In der gesamten Fachliteratur wird für diese Plattengrenzen der

Begriff „divergierende Platten“ verwendet, doch ist diese Bezeichnung für *Frisch und Meschede (2009)* nicht völlig korrekt. Konservative Plattengrenzen sind sogenannte „Transform-Störungen“, an denen die Platten seitlich aneinander vorbeigleiten. Als destruktiv werden diejenigen Plattengrenzen bezeichnet, die sich aufeinander zu bewegen. Kollidiert eine ozeanische Platte mit einer kontinentalen Platte, wird die schwerere Ozeanische mit der höheren Dichte unter die leichtere Kontinentale geschoben. Dieser Vorgang wird als Subduktion bezeichnet. Die ozeanische Lithosphäre taucht dabei am Rand einer tektonischen Platte in den darunterliegenden Erdmantel ab. Dort schmilzt sie größtenteils wieder und tritt in Form von Magma aus Vulkanen, die hinter der Subduktionszone gebildet werden, wieder aus. Grundsätzlich ist Vulkanismus ein Indiz für tektonische Aktivitäten und entsteht überall dort, wo Kontinentalplatten miteinander kollidieren. Ausnahmen sind sogenannte „Hot Spot Vulkane“, die durch Risse in der Erdkruste innerhalb einer Kontinentalplatte entstehen. Zu ihnen zählen beispielsweise die Inselkette Hawaii, Mauritius oder auch La Réunion. Gebirgsbildung ist das Resultat konvergierender Kontinentalplatten. Als Beispiele hierfür zählen die Rocky Mountains oder auch die Anden. Sie sind das Resultat der Subduktion der pazifischen und nordamerikanischen sowie der südamerikanischen Kontinentalplatten. Die Alpen oder auch der Himalaya sind jeweils Gebirge, die nicht durch Subduktion entstanden sind, sondern beim Zusammenprall zweier Kontinentalplatten aufgebaut wurden. Die Frage nach der Kausalität zwischen Kontinentalverschiebung und Klimawandel beantwortet sich wie folgt:

Seit Beginn der Plattentektonik sind die Kontinentalplatten in Bewegung und verändern dabei ständig die Konstellation der Kontinente. Der Kontinentaldrift führt dabei dazu, dass Kontinente sich miteinander verbinden, beziehungsweise wieder auseinanderreißen. Dabei vereinigen sich in einem Zyklus von mehreren hundert Millionen Jahren alle großen Landmassen zu einem Superkontinent und reißen danach allmählich wieder auseinander, bis sich letztendlich, bedingt durch weitere Kontinent-Kollisionen, wieder ein neuer Superkontinent bildet. So schlossen sich bereits im Präkambrium vor ca. 800 Millionen Jahren sämtliche Kontinente zum Superkontinent „Rodinia“ zusammen. Im Ordovizium vor ca. 480 Millionen Jahren, waren die Kontinente wieder auseinandergedriftet und erfuhren

da ihre maximale Separation. In der Periode der Trias, vor ca. 280 Millionen Jahren, hatten sich die Kontinente dann zum zweiten Mal in der Erdgeschichte zu einem Superkontinent, der „Pangäa“ genannt wird, zusammengeschlossen. Nach dem Aufreißen dieses zweiten Superkontinents fingen die Landmassen wieder an, auseinanderzudriften. Dieser Vorgang dauert bis heute an und spiegelt sich im momentanen Erscheinungsbild der Erde wider. Durch die gesamte Erdgeschichte war das globale Klima vielen Veränderungen unterzogen, die primär auf den Kontinentaldrift zurückzuführen sind. Die Verteilung der Kontinente auf der Erdkugel ist nach Schönwiese (2009) insbesondere für die Entwicklung von Eiszeitaltern von großer Bedeutung. Hierbei sind die Begrifflichkeiten von Eiszeitalter und Eiszeit auf keinen Fall durcheinander zu bringen, denn erstere bezeichnen eine Zeitspanne von mehreren Millionen Jahren, in denen sich nachweislich Eis auf der Erdoberfläche befand, während eine Eiszeit einen relativ kalten Zeitabschnitt innerhalb eines Eiszeitalters definiert (SCHÖNWIESE 2019). Insgesamt konnten drei unterschiedlich stark ausgeprägte Eiszeitalter innerhalb der Erdgeschichte nachgewiesen werden, die sogenannten „Silur-Ordovizische“ und „Permokarbonische“ des Paläozoikums sowie das Quartäre Eiszeitalter, in dem wir uns noch heute befinden, wie aus Abbildung 19 ersichtlich wird.

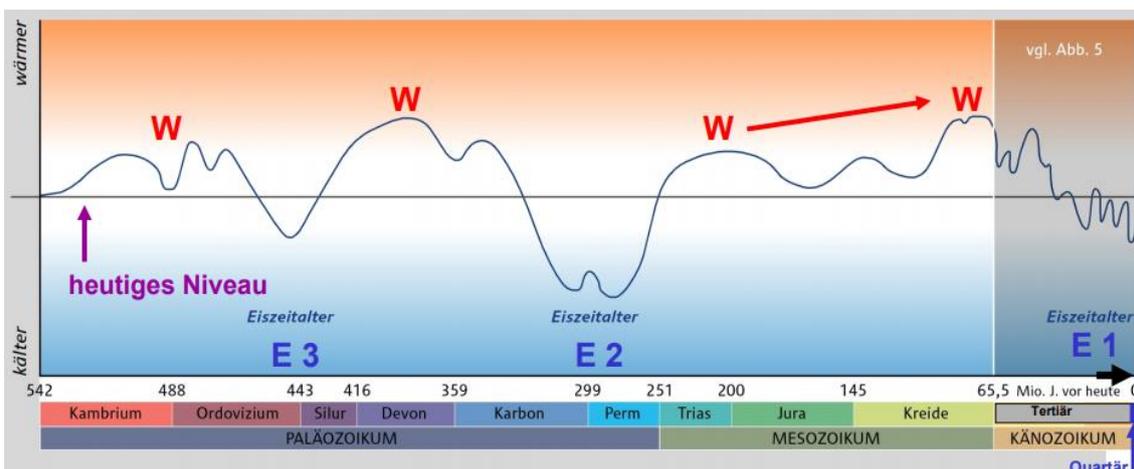


Abbildung 19: Übersicht über die Änderung der gemittelten bodennahen Lufttemperatur zwischen dem Paläozoikum und heute mit Warmzeiten und Eiszeitaltern, verändert nach Bubenzer und Radtke Quelle: Schönwiese (2019)

Die klimatischen Bedingungen, die zu der Entstehung eines Eiszeitalters führen, sind primär auf Plattentektonik oder genauer ausgedrückt, auf die Kontinentalverschiebung zurückzuführen. Eine permanente Schnee- und Eisbedeckung sowie Vergletscherung, kann nämlich durch eine polständige Lage flächenmäßig großer Kontinente begünstigt werden. Unerheblich ist hierbei, ob eine uni- oder bipolare Bedeckung der geographischen Pole mit Landmassen vorherrscht. Nach heutigem Wissensstand weist eine bipolare Bedeckung (beide Pole sind mit Eis bedeckt) einen fördernden Effekt zur Bildung und Verbreitung von Schnee und Eis auf. Das Eiszeitalter im Übergang zwischen Silur und Ordovizium beispielsweise, hatte eine unipolare Landbedeckung. Damals lag ein Teil Gondwanas (ein urzeitlicher Kontinent, der die heutigen Kontinente Afrika, Südamerika, Australien, Indien und Antarktis umfasste) am geographischen Südpol. Der dort gefallene Niederschlag in Form von Schnee konnte liegen bleiben und sich durch die Metamorphose zu Firn in permanentes Eis verwandeln. Mit der Verbreitung der Eisbedeckung und der damit einhergehenden, vermehrten Eis-Albedo-Rückkopplung, sank das Temperaturniveau auf der Erde konstant. Plattentektonische Vorgänge in Form von Auseinanderreißen und Abdriften der Kontinente beendeten letztendlich das Silur-Ordovizische Eiszeitalter, da die Akkumulation von Schnee auf den Landmassen des Südpols nicht mehr möglich war. Ähnlich verlief sowohl das Permokarbonische als auch das Quartäre Eiszeitalter, wobei während des letzteren eine bipolare Vereisung vorherrschte, das heißt, sowohl der Süd- als auch der Nordpol waren von ausgedehnten Eisflächen umzogen. Wie genau sich die Eiszeitalter untereinander unterscheiden ist schwer festzustellen. Das Quartäre Eiszeitalter ist nachweislich geprägt von periodisch wiederkehrenden Warm- und Kaltzeiten, die ziemlich genau mit den zyklischen Schwankungen der Exzentrizität einhergehen, jedoch im Vergleich mit den beiden anderen Eiszeitaltern nicht an deren Intensität heranreichen (siehe Abbildung 19).

Im Gegensatz zu einer polständigen Konstellation der Kontinente, die Vereisungen bewirken kann, zeigt das „Schneeball Erde“-Phänomen des Präkambrischen Eiszeitalters, dass bedingt durch vorherrschende Tiefsttemperaturen selbst die Meere unter einer dicken Eisdecke lagen und so die gesamte Erde aus dem All betrachtet, wahrscheinlich wie ein Schneeball ausgesehen haben müsste.

Sämtliche Landmassen befanden sich, von der Kontinentaldrift getrieben, in äquatorialer Lage, was aufgrund verstärkter Verwitterung zu einer starken Abnahme des CO<sup>2</sup> Gehaltes der Erdatmosphäre führte. Der natürliche Treibhauseffekt wurde so geschwächt, dass eine globale Vereisung einsetzen konnte (SCHÖNWIESE 2019). Einen weiteren Einfluss auf das Klima haben Gebirge, die durch zusammenstoßende Kontinentalplatten hoch gelegene Terrains bilden, in denen sich sensible Mikroklimas bzw. Gebirgsklimas bilden. Die aufgefaltete Erdkruste drückt hohe Gipfel und zerklüftete Hänge nach oben, die eine Speicherung von Schnee und Eis erlauben. Verbunden mit dem kalten Gebirgsklima können so Gletscher entstehen. Die Kontinentalverschiebung ist demnach einer der treibenden natürlichen Kräfte, die auf das Klima der Erde einen sehr starken Einfluss hat. Eine weitere Größe stellt der Vulkanismus dar, der letztendlich auch das Ende der präkambrischen „Schneeball Erde“ bedeutete. Brechen Vulkane aus, kann nicht davon ausgegangen werden, dass sich das Klima umgehend erwärmt oder verändert. Die meisten Vulkaneruptionen sind effusive Eruptionen, die mit Lava- und pyroklastischen Strömen katastrophale Verwüstungen hinterlassen können, für das Erdklima allerdings irrelevant sind. Explosive Eruptionen hingegen, wie beispielsweise der Ausbruch des philippinischen Pinatubo im Jahr 1991 oder anno 1883 die des Krakatau in der Sunda-Straße zwischen Indonesien und Java, können drastische Auswirkungen auf das Weltklima haben. Die kleine Eiszeit (LIA), eine besonders kalte Periode der Neuzeit, die zwischen dem 14. und 19. Jahrhundert in weiten Teilen der Nordhemisphäre und in Europa vorherrschte, war geprägt von Ernteeinbußen, Krankheit und Massensterben. Den Hintergrund bildete eine jahrhundertelange Serie an besonders starken Vulkanausbrüchen, die zu einem Kälteeinbruch führte, der dann die genannten humanen Notlagen nach sich zog. Der Ausbruch des auf der indonesischen Insel Sumbawa gelegene Tambora im Jahre 1815 läutete schließlich in einem letzten großen Finale das Ende der kleinen Eiszeit ein. Die Eruption gilt als die gewaltigste der Neuzeit. Dabei wurden enorme Mengen an Gas und Partikeln bis in die obersten Schichten der Atmosphäre geschleudert, die gewaltige globale Folgen nach sich zogen. Die in der Stratosphäre abgelagerten Partikelschichten verursachten durch die Rückstreuung der Sonneneinstrahlung im Folgejahr einen weltweiten Temperatureinbruch von bis zu 3 °C, einhergehend mit erneuten Ernteeinbußen

und einer zwei Jahre andauernden Hungersnot in Europa. Das Jahr 1816 ging auch als sogenannte „Jahr ohne Sommer“ in die Geschichte ein. Generell werden bei einer explosiven Eruption Asche und Gase bis weit in die Stratosphäre geschleudert. Dabei gehen besonders schwefelreiche Gase mit anderen Partikeln eine chemische Reaktion ein, wodurch Sulfataerosole entstehen, die wiederum eine besonders starke klimatische Wirksamkeit besitzen. Sie breiten sich großflächig in der Stratosphäre aus und reflektieren die einfallende Sonneneinstrahlung, so dass lediglich ein kleiner Teil der Sonnenstrahlen den Boden erreichen. Dieser Mechanismus hat zweierlei Folgen. Einerseits hat eine Reflektion der Sonneneinstrahlung eine Abkühlung der bodennahen Atmosphäre zur Folge, was einen starken Temperatursturz auf der Erde nach sich zieht, andererseits wird aufgrund der Eruption zudem eine hohe Konzentration von  $\text{CO}_2$  und anderen treibhausfördernden Gasen in die Erdatmosphäre ausgestoßen, was einen wärmenden Effekt auf die Stratosphäre ausübt. Die Kombination aus bodennaher Abkühlung und stratosphärischer Erwärmung kann jedoch über einen Zeitraum von mehreren tausend Jahren eine Umkehrung einleiten, so dass, bedingt durch eben diesen Vulkanismus, ein wärmender Effekt auf die bodennahe Atmosphäre eintritt, wie es in der Zeit nach der „Schneeball Erde“ der Fall war. Eine sehr lange Serie an wahrscheinlich sehr starken explosiven Vulkaneruptionen reicherte die Atmosphäre mit einer enormen Menge an Kohlendioxid an und leitete so die bodennahe Erwärmung ein. Auch wenn der Vulkanismus in jüngeren erdgeschichtlichen Zeiten um einiges aktiver war als zur jetzigen Zeit, können Vulkane heutzutage noch immer einen spürbaren und enormen Einfluss auf das globale Klima ausüben (SCHÖNWIESE 2019).

Ein weiterer natürlicher Einfluss auf das Erdklima ist nicht rein irdisch. Sämtliche Planeten unseres Sonnensystems, inklusive der Erde, sind permanent der Gefahr ausgesetzt, mit Meteoriten oder Asteroiden, die ihre Umlaufbahn kreuzen, zu kollidieren. Im Universum passieren solche Kollisionen regelmäßig. Was die Erde betrifft, verglühen die meisten Meteoriten beim Eintritt in die Atmosphäre und sind für die Menschheit als Sternschnuppen am Nachthimmel sichtbar. In der Erdgeschichte gab es jedoch Einschläge von Meteoriten, die kraftvoll genug waren, um der Reibungshitze der Atmosphäre zu trotzen und auf der Erdoberfläche einschlugen. Solche Meteoriteneinschläge besitzen durchaus die Kraft, um über

einen Zeitraum von einigen Jahrzehnten das Erdklima drastisch zu beeinflussen. Die Vergangenheit zeigt, dass dieser Einfluss zwar temporär begrenzt ist, allerdings dramatische Folgen für das Leben auf der Erde hat. Der letzte große Einschlag, der das Leben auf der Erde massiv veränderte, fand vor ca. 70 Millionen Jahren am Übergang zwischen Kreidezeit und Tertiär statt. Zu dieser Zeit schlug ein riesiger Meteorit auf der Halbinsel Yukatan in Mittelamerika ein und füllte die Atmosphäre über mehrere Jahre mit Staub, Asche und anderen Partikeln. Da kaum mehr Sonnenstrahlen die Erde erreichten, folgte ein großes Massensterben an Flora und Fauna, das unter anderem auch das Aussterben der Dinosaurierarten bedeutete.

### **3.6 ANTHROPOGENE EINFLUSSFAKTOREN – DER ANTHROPOGENE KLIMAWANDEL**

Der Klimawandel ist in vollem Gange. Riesige Gletscherzungen spalten sich von Gletscherkörpern ab und treiben aufs Meer hinaus, der arktische Eisschild schmilzt, Permafrostböden tauen, der Meeresspiegel steigt, Sturmfluten und Waldbrände nehmen zu, tropische Wirbelstürme wüten, Grundwasserspiegel sinken. Weltweit berichten die Print- und elektronischen Medien praktisch täglich über diese Auswirkungen des Klimawandels. Wie eine komplexe Vielzahl an natürlichen Einflüssen das globale Klima im Laufe der Erdgeschichte beeinflussen, ist in den vorherigen Kapiteln dieser Arbeit weitgehend beschrieben. Doch welche Rolle spielt der Mensch in dem gesamten Gefüge?

Im Folgenden werden anthropogene Einflussfaktoren behandelt, die auf den ersten Blick nicht direkt mit den Elementen der Kryosphäre zu tun haben, allerdings aufgrund der Wechselwirkungen der Geosysteme immense Auswirkungen auf ebendiese darstellen.

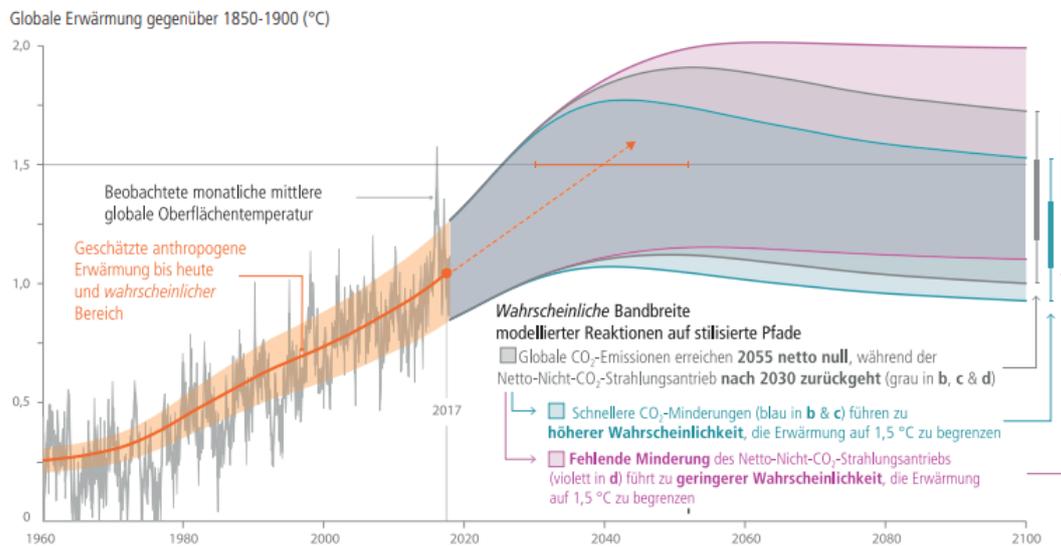
Der Klimafaktor Mensch hat bereits vor einigen tausend Jahren seine Anfänge, als Stück für Stück die natürliche Erdoberfläche den Acker- und Weideflächen weichen mussten und es so erstmalig zu anthropogenen Veränderungen im Strahlungs- und Energiehaushalt der Erde kam (SCHÖNWIESE 2019). Verstärkt

wurden diese Prozesse mit der Ausbreitung, Ansiedlung und kulturellen Entwicklung des Menschen bis hin zur Moderne. Mit der Erfindung der Dampfmaschine, dem daraus resultierenden Beginn der Industrialisierung sowie der exzessiven Nutzung und Alltagsintegration fossiler Brennstoffe, übt der Faktor Mensch eine mittlerweile stark beeinflussende Rolle auf das Erdklima aus. Der von der WMO und UNEP in den 1980er Jahren gegründete Weltklimarat, kurz IPCC, ist ein Zusammenschluss interdisziplinären Wissenschaftler. Das Gremium analysiert mit Hilfe neuester Technologien und wissenschaftlichen Erkenntnissen das globale Klima und erstellt zukunftssträchtige Prognosen (SCHÖNWIESE 2019). Der Fokus der IPCC liegt dabei insbesondere auf dem anthropogenen Einfluss auf den natürlichen Klimawandel, wie etwa den Emissionen von Aerosolen und Spurengasen ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , etc.), die bei der Verbrennung fossiler Rohstoffe wie zum Beispiel im Kohlebergbau, bei der Erdgas- und Erdölförderung oder bei der Nutzung diverser Verkehrsmittel (Straßen-, Schiffs- und Luftverkehr) etc. entstehen. Auf die wichtigsten wird hier kurz und bündig eingegangen. Um den voranschreitenden anthropogenen Klimawandel zu verlangsamen oder bestenfalls gar zu stoppen, müsste der globale  $\text{CO}_2$  Ausstoß stark dezimiert oder neutralisiert werden. Das klimaschädliche Spurengas wird bis dato von allerlei Akteuren emittiert. Das IPCC hat hierzu eine grafische Darstellung zum weltweiten  $\text{CO}_2$  Ausstoß seit Beginn der Industrialisierung erstellt. Abbildung 20 zeigt diesen und inkludiert dabei die Szenarien sowohl einer Persistenz der Emissionen als auch deren Neutralisierung in Zusammenhang mit dem einhergehenden Temperaturanstieg des globalen Mittels (MASSON-DELMOTTE ET AL 2018). Die Emissionen entstehen dabei sowohl seitens der Industrie als auch durch Privathaushalte. So zum Beispiel bei der Energiegewinnung, dem damit einhergehenden Abbau, dem Transport, der Lagerung sowie der Weiterverarbeitung. Auch der Straßenverkehr emittiert durch die jährlich steigende Anzahl privater Kraftfahrzeuge, durch Güterverkehr zu Land, zu Wasser und in der Luft sowie durch den Tourismus bedingten Verkehr in Fahrzeugen, auf Kreuzfahrtschiffen oder durch Ferienflüge. Insbesondere im Verkehrssektor hat man dank innovativer Forschung bereits einige alternative Antriebsmöglichkeiten entwickelt, die, bedingt durch eine noch fehlende Infrastruktur, zwar erst relativ spärlich Anwendung finden, aber für die Zukunft hoffen lassen. Unter anderem

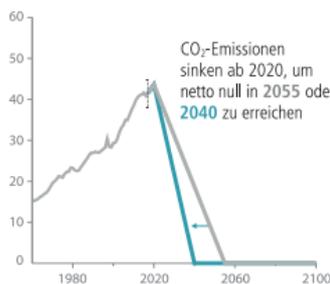
beispielsweise mittels Elektroantrieb durch Lithium-Ionen-Akkus in PKW und Bussen. Dass die dafür notwendige Förderung von Lithium in ariden Gebirgsregionen Südamerikas sowohl moralisch als auch nachhaltig hinterfragt werden sollten, sei hier nur kurz angemerkt.

### Kumulative CO<sub>2</sub>-Emissionen und zukünftiger Strahlungsantrieb durch andere Gase bestimmen die Wahrscheinlichkeit, die Erwärmung auf 1,5 °C zu begrenzen

#### a) Beobachtete globale Temperaturänderung und modellierte Reaktionen auf stilisierte anthropogene Emissions- und Strahlungsantriebspfade

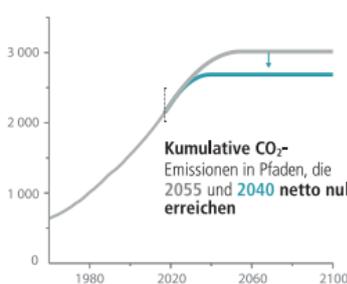


#### b) Stilisierte globale Netto-CO<sub>2</sub>-Emissionspfade Milliarden Tonnen CO<sub>2</sub> pro Jahr (Gt CO<sub>2</sub>/Jahr)



Schnellere unmittelbare CO<sub>2</sub>-Minderungen begrenzen die in Tafel (c) gezeigten kumulativen CO<sub>2</sub>-Emissionen.

#### c) Kumulative Netto-CO<sub>2</sub>-Emissionen Milliarden Tonnen CO<sub>2</sub> (Gt CO<sub>2</sub>)



Der maximale Temperaturanstieg wird durch die kumulativen Netto-CO<sub>2</sub>-Emissionen und den Netto-Nicht-CO<sub>2</sub>-Strahlungsantrieb von Methan, Stickstoffdioxid, Aerosolen und anderen anthropogenen Antrieben bestimmt.

#### d) Nicht-CO<sub>2</sub>-Strahlungsantriebspfade Watt pro Quadratmeter (W/m<sup>2</sup>)

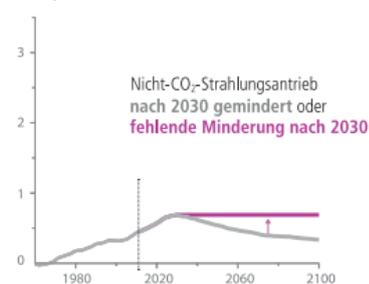


Abbildung 20: Übersicht kumulativer Kohlenstoffdioxid Emissionen gemessen seit 1960 und prognostiziert bis 2100; Quelle: IPCC (2018)

Verschiedene Arten von Biokraftstoffen, die in einem nachhaltigen Biokreislauf hergestellt werden sollen, sind ein wichtiges Element der aktuellen Forschung,

werden aber derzeit noch in einem vergleichsweise geringeren Umfang auf dem globalen Markt eingesetzt. Selbst für den weltweiten Flugverkehr befassen sich immer mehr Forschungsträger mit der Produktion eines effizienten Treibstoffes auf biologischer Basis. So ist das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Kooperation mit der deutschen Lufthansa an der Herstellung eines leistungsfähigen und nachhaltigen Biotreibstoffes hoch interessiert und der aktuelle Forschungs- und Teststand lässt dabei auf ein überaus positives Ergebnis hoffen (DLR 2020). Neben der Treibstofffrage und den Emissionen von Schwefel- und Rußpartikel, deren Einfluss Änderungen von Niederschlägen bestimmen, hat der Flugverkehr aber noch eine weitere Auswirkung auf das Klima. Jets fliegen in einer Höhe, die die Bildung von Kondensstreifen sowie Cirrus-Wolken begünstigt und somit aktiv auf Veränderungen der Temperatur sowie auf regionale Strahlungsbilanzen Einfluss nehmen. Kondensstreifen entstehen, wenn Wasserdampf hinter den Triebwerken zu kleinen Wassertropfen kondensiert. Je nach Höhe der Außentemperatur können Kondensstreifen mehrere Stunden in der Atmosphäre in ihrer Form verweilen und sich aufgrund Verwehung durch Höhenwinde und Akkumulation zu Cirrus- ähnlichen Wolken verbinden. Beide Komponenten haben sowohl einen Temperaturanstieg als auch Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt der Erde zur Folge (IPCC 1999; LEE ET AL. 2009). Grundsätzlich sind Biokraftstoffe für jegliche Art von Fortbewegungsmittel zu Lande, zu Wasser oder in der Luft Untersuchungshintergrund vieler Forschungsinstitutionen, doch bis ein effizienter CO<sub>2</sub> neutraler Kraftstoff branchenweit verwendet werden kann, wird noch einige Zeit vergehen.

Die globalen Waldrodungen zur Gewinnung neuer Ackerbau- und Weideflächen sowie die Holzindustrie tragen aber ebenso prominent zum Treibhauseffekt bei, da aufgrund der schwindenden Wälder weniger CO<sub>2</sub> gefiltert bzw. in Sauerstoff umgewandelt werden kann. Zudem führen flächenhafte Waldrodungen sowie verdichtete Verbauungen zu Veränderungen sowohl des Energiehaushalts der Erdoberfläche als auch dem latenten Wärmehaushalt (SCHÖNWIESE 2019). Der durch die einfallenden Sonnenstrahlen erzeugte, normale Kreislauf in Bezug auf Absorption durch Wälder, der danach folgenden Verdunstung in die Atmosphäre, die letztendlich zur Wolkenbildung und zu Niederschlag führt, ist somit unterbrochen. Vielmehr werden die Sonnenstrahlen von der nun helleren und

glatten Erdoberfläche direkt in die Atmosphäre reflektiert, so dass der natürliche Mechanismus des latenten Wärmeaustauschs nicht stattfindet und sich die Erdoberfläche abkühlt. Landwirtschaft und weltweit exzessive Viehzucht verwandeln Böden zu neuen Emissionsquellen. Der durch die Anwendung von Düngemitteln erzeugte starke Eingriff in die natürliche Zusammensetzung von Böden optimiert zwar Fruchtbarkeit und Wirtschaftlichkeit, lässt aber den Kohlenstoff (CO<sub>2</sub>)- sowie den Lachgas (N<sub>2</sub>O)- Gehalt sowohl in den Böden als auch im gesamten Klimakreislauf ansteigen. Ein um ein hundertfach schädlicheres Spurengas als CO<sub>2</sub> stellt Methan (CH<sub>4</sub>) dar, das im Bereich der Landwirtschaft durch die Verdauung von Wiederkäuern wie Schafen und hauptsächlich Rindern produziert und ausgestoßen wird. Laut IPCC (IPCC 2013) beträgt der Emissionsausstoß klimawirksamer Spurengase durch die Landwirtschaft über 30%. Da im Vergleich zu CO<sub>2</sub> Emissionen durch den Straßen-, Schiffs- und Flugverkehr die Konsequenzen der Waldrodung und dem damit einhergehenden massiven Eingriff auf das Klima medial weniger im Fokus stehen, soll in dieser Arbeit speziell darauf hingewiesen werden.

### **3.6.1. Waldrodungen für Viehzucht**

Die Rodung tropischer Regenwälder (wie etwa in Südamerika im brasilianischen Amazonasbecken) für den Zweck, existierende Weideflächen für die stetig steigende Rindfleisch-Nachfrage zu vergrößern, hat einen besonders negativen Einfluss auf das globale Klima. Dabei werden immense Waldflächen abgeholzt, um Soja als Futtermittelpflanze für den stark wachsenden Viehzuchtsektor anzubauen. In der Praxis setzen die Auftraggeber jedoch meist auf eine CO<sub>2</sub> emissionsreiche Brandrodung, da man so wesentlich schneller und effektiver eine viel größere Fläche freischaffen kann. Die Sojabohne wird in weiten Teilen Brasiliens, Argentiniens sowie Uruguay in Monokulturen angebaut. Der exzessive Anbau und die damit einhergehende Düngung führt zur Degeneration des Bodens sowie zur Kontamination des Grundwassers der umliegenden Gewässer. Dieser nicht nachhaltige Anbau von Sojapflanzen führt zur Unfruchtbarkeit des Bodens, der in der Folge dann nur noch als Weideflächen für die Viehzucht verwendet werden kann (WWF 2020).

### 3.6.2. Waldrodungen für Palmölplantagen

Regenwälder in Südostasien, wie beispielsweise in Indonesien und Borneo, müssen dem Anbau von Ölpalmen weichen. Das auch als „flüssiges Gold“ bezeichnete Palmöl hat sich zu einem überaus wichtigen Rohstoff in der Nahrungsmittel-, der Kosmetik- und der Biokraftstoffherstellung etabliert und ist aus vielen Produkten nicht mehr wegzudenken (GREENPEACE 2008). Für die Gewinnung des so vielseitig einsetzbaren Öls muss hektarweise sauerstoffproduzierender Regenwald weichen, der Lebensraum für viele Tierarten und indigene Völker bietet und dabei irreversibel verloren geht. In Indonesien, wo über 20% des globalen Gesamtaufkommens von Kohlenstoff in Mooren und Torfgebieten gespeichert sind, wächst der tropische Regenwald auf eben diesen Torfböden. Für die dortige Landgewinnung werden diese feuchten Ökosysteme zuerst trockengelegt und anschließender durch Brandrodung abgeholzt. Dabei werden zusätzlich enorme Mengen an CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> sowie N<sub>2</sub>O aus dem Untergrund freigesetzt und können in die Atmosphäre aufsteigen (COOPER ET AL. 2020). Diese Anlegung von Palmölplantagen macht Indonesien zum weltweit drittgrößten Treibhausmittenten (CONTANT 2014). *Thomas Guillaume* von der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL hat in seiner Arbeit über die Umweltauswirkungen des Anbaus von Ölpalmen und Kautschukbäumen in Indonesien einen hilfreichen Vergleich zu den Emissionen von Treibhausgasen bei der Brandrodung von tropischen Regenwäldern dargestellt. Demnach werden bei der Umwandlung von tropischen Regenwäldern zu Palmölplantagen im Jahr 174 Tonnen Kohlenstoff pro Hektar freigesetzt. *Guillaume* sagt dazu: „Die Menge an Kohlenstoff, welche die Umwandlung von nur einem Hektar Wald in eine Palmölplantage freisetzt, entspricht etwa den Emissionen von 530 Personen, die in der Economy Class von Genf nach New York fliegen“ (WSL 2018).

Bei einer geschätzten weltweiten Palmöl Plantagenfläche von ca. 72 Millionen Hektar im Jahr 2017 ergibt dies eine erschreckend hohe Zahl, die verdeutlicht, wie hoch der Einfluss des Palmöls auf das Klima tatsächlich ist (SHAH 2017). Neben der klimatologischen Perspektive beinhaltet der Anbau der Palmölpflanze auch eine biologische bzw. eine auf Nachhaltigkeit basierende Sichtweise. Der Boden verliert über 90% seiner Biomasse und somit seine Fruchtbarkeit, die nur künstlich durch

starke Düngung aufrechterhalten werden kann, die dann wiederum das Grundwasser und nahegelegene Gewässer verseucht (WSL 2018). Ein Teufelskreis entsteht.

### **3.6.3. Rodung borealer Nadel- und Laubwälder**

Wälder jeglicher Art, ob tropische Regenwälder oder boreale Nadel- und Laubwälder agieren als Regulator des globalen Klimas. Ihre Fähigkeit Photosynthese zu betreiben, lässt sie das CO<sub>2</sub> der Luft aufnehmen, den Kohlenstoff in ihrem Gewebe und Boden speichern und O<sub>2</sub> an die Atmosphäre wieder abgeben (CHUGUNKOVA & PYZHEV 2020). Die „Lunge der Erde“, wie Bäume bzw. Wälder genannt werden, gilt es insbesondere in der Klimafrage zu schützen. Bislang fallen aber weltweit nicht nur tropische Regenwälder der Kettensäge und Brandrodung zum Opfer, sondern vielmehr auch boreale Nadel- und Laubwälder. Boreale Wälder sind eine der größten terrestrischen Ökosysteme der Erde und umfassen insgesamt ca. 33% der globalen Waldgebiete (DYUKAREV ET AL. 2011). In weiten Teilen Nordamerikas, Skandinaviens und Sibiriens ist die Holzindustrie besonders aktiv, um durch die großflächige Rodung von Wäldern Holz für die Herstellung von Zellulose bzw. Möbel zu gewinnen. In einigen Regionen Sibiriens spricht man sogar von Kahlschlag. Durch die Abholzung wird der in den Bäumen und im Wurzelgeflecht mittels der Photosynthese gespeicherte Kohlenstoff sowie das im Permafrostboden gebundene Methan wieder in die Atmosphäre freigesetzt, so dass der Treibhauseffekt weiterhin gefördert wird. Längst hat der Klimawandel einen bedeutenden Effekt auf die Wälder der Nordhemisphäre, in dem dieser in die natürliche Walddynamik eingreift. Laut IPCC verbuchen wir seit der Industrialisierung einen globalen Anstieg der mittleren Oberflächentemperatur von 0,85 °C, ein Wert, der viele natürliche Kreisläufe beeinflusst und durch daraus folgende Kettenreaktionen verändert. So ist der Klimawandel - völlig unabhängig von Rodung seitens des Menschen - bereits eine treibende Kraft der Walddegradierung. Eine der Folgen daraus ist die Zunahme von Stürmen, und zwar nicht nur an Häufigkeit, sondern auch mit dem Potenzial zerstörenderer Kräfte zu entwickeln, die zu großflächigen Windwürfen bzw. Windbrüchen führen können.

Vielerorts schwächen und schädigen aufgrund des Temperaturanstiegs und des damit einhergehenden Regenmangels langanhaltende Dürren ganze Waldlandschaften. Eine zusätzliche Schwächung erfolgt durch die damit verbundene Invasion von Schädlingen, die die Bäume befallen und so zum Waldsterben führt (CHUGUNKOVA & PYZHEV 2020). Diese Auswirkungen sind nicht nur in Nordamerika oder Sibirien evident. Ebenso europäische Wälder, insbesondere auch in weiten Teilen Deutschlands, sind fest in der Hand des Borkenkäfers. Sommerliche Dürreperioden führen dabei zu rapiden Zunahmen von Waldbränden. Ganz besonders trifft das auf die nördlichen Waldgebieten Nordamerikas, Skandinaviens und Sibiriens zu. Das Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) beobachtet eine stetige Zunahme an Waldbränden in polaren Regionen. In den Sommermonaten der Jahre 2019 als auch 2020 wurden dort Rekordtemperaturen gemessen. Demnach erreichten im Juni 2020 die Temperaturen in Nord-Ost Sibirien einen Rekordwert von 38 °C, eine Temperatur, die 10 °C höher war als das bisherige durchschnittliche Mittel für diesen Monat. Abbildung 21 stellt die Anomalie der globalen Oberflächentemperatur des Juni 2020 dar, der eine starke Zunahme insbesondere in Ostsibiriens sowie im nördlichen Bereich Skandinaviens aufweist. Diese Temperatur-Anomalie wird mit Waldbränden in der sibirischen Republik Sacha (Jakutien) sowie in Teilen Alaskas und des Yukons in Verbindung gebracht, die in Bezug auf Intensität und Dauer überdurchschnittlich ausgeprägt waren.

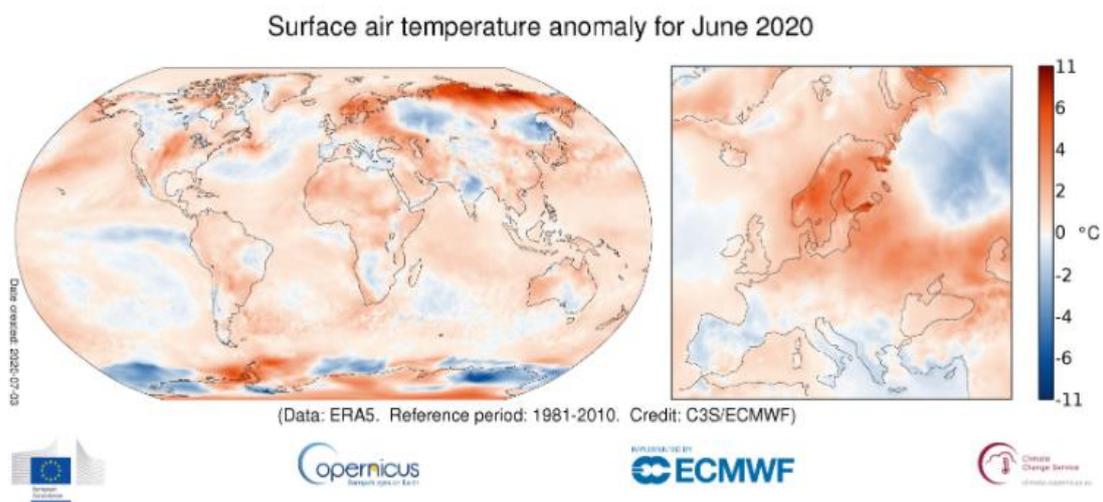


Abbildung 21: Anomalie der globalen Oberflächentemperatur für Monat Juni 2020 in °C; Quelle: CAMS (2020)

Das CAMS konstatierte im Juni 2020 einen CO<sub>2</sub> Ausstoß von 59 Gigatonnen, der bei weitem höchste Wert seit Beginn der Messungen in diesem Gebiet. Der Rauch, der bei Waldbränden entsteht, beinhaltet ein breites Spektrum an Schadstoffen und Treibhausgasen, die sich in der Atmosphäre anreichern und in die Luftzirkulation implementiert werden (CAMS 2020). Einmal im atmosphärischen Kreislauf angekommen, können diese Partikel auch in Regionen transportiert werden, die nicht direkt an die Waldbrandgebiete angrenzen. Im Fall von brennenden borealen Wäldern können die freigesetzten Aerosol- und vor allem Rußteilchen durch Luftzirkulation nordwärts Richtung Arktis transportiert werden, die dann dort aufgrund der kälteren Luft an die Oberfläche absinken und so das Eis und Schnee abdunkeln. Das hat wiederum Veränderungen der Albedo Rate zur Folge, da nun die Oberfläche die einfallenden Sonnenstrahlen absorbiert, anstatt sie zu reflektieren. Dieser Effekt verschärft zwangsläufig den Klimawandel, da die Absorption der Sonnenstrahlen zur Erwärmung der Oberfläche führt und somit zum Abschmelzen des Eises.

#### **3.6.4. Tauen von Permafrostböden als Folge von Waldbränden**

Großflächige Brände borealer Wälder haben neben den bereits aufgeführten Gesichtspunkten eine weitere, für den globalen Klimawandel sehr einschlägige Folge, nämlich die Beschleunigung des Tausens von Permafrostböden. Steigende Temperaturen heizen die Böden immer weiter auf. Fast ein Viertel der Landfläche der Nordhemisphäre sind Dauerfrostböden, insgesamt 23 Millionen km<sup>2</sup>, in denen doppelt so viel Kohlenstoff enthalten ist, wie in der Atmosphäre, insgesamt nämlich fast 1 500 Gigatonnen (IPCC 2013). Eine weitere, meist unterschätzte Gefahr besteht, wie in Kapitel 2.4.3. bereits beschrieben, durch aus geschmolzenem Permafrost entstandene Thermokarstseen. In diesen befindet sich in riesigen Mengen Methan, ein Treibhausgas, das 25 Mal klimaschädlicher ist als CO<sub>2</sub>. Ausgelöst durch Rodung, Dürren, Blitzeinschläge und vor allem Waldbrände, wie dies in den Sommermonaten 2019 sowie 2020 im sibirischen Jakutien der Fall war, kann das im unterirdischen Permafrostboden enthaltene Methan Flächenbrände entfachen. Ein Teufelskreis entsteht. Die Feuer heizen den Klimawandel weiter an und potenzieren so die Gefahr, dass Böden schneller auftauen (CAMS 2020).

Als Fazit zu diesem Kapitel soll festgehalten werden, dass die Auswirkungen anthropogenen Handelns wie Wald- und Brandrodungen auf das Weltklima häufig unterschätzt werden und dennoch immensen Einfluss auf die Kryosphäre haben.

## 4. METHODIK

Aufgrund von Lehrveranstaltungen des Masterstudiengangs wurde das initiale Interesse für die Thematik dieser Arbeit geweckt, das dann durch umfangreiche Literaturrecherche in wissenschaftlichen Publikationen, Büchern sowie durch mediale Berichterstattungen vertieft werden konnte. Die grobe Arbeitsthematik stand schon zu Beginn sehr schnell fest, nämlich die Wirkung des Klimawandels auf die Fluktuation von Gletschern. Zunächst wurden in Privatbesitz stehende Fachbücher benutzt, um sich einen ersten thematischen Überblick zu verschaffen. Aspekte des Klimawandels wurden durchforstet, interessante Verknüpfungen zu Gletschern und anderen Elementen des Hochgebirges wurden markiert und stichpunktartig notiert. Schon im Laufe einer Fachexkursion während des Bachelorstudiums an der Justus-Liebig-Universität Gießen mit dem Thema Naturgefahren und Klimawandel in den Alpen, wurde, aufgrund seiner fußläufig guten Erreichbarkeit und seiner geomorphologisch äußerst faszinierenden Eigenschaften und Prozesse, die Aufmerksamkeit auf den Unteren Grindelwaldgletscher gelenkt. Nach ausgiebiger erster Recherche über Gletscherfluktuationen der Alpen auf Online Plattformen wie ScienceDirect, Scopus, ResearchGate sowie Google Scholar, fiel die Entscheidung, Gletscherfluktuationen sowie geomorphologische und sozio-ökonomische Auswirkungen der Gletscherschmelze am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers zu behandeln. Fachbücher über den Klimawandel und seine Wirkung auf die Geosysteme der Erde weckten zudem das Interesse am arktischen Meereis. In relativ kurzer Zeit kristallisierte sich so das Hauptaugenmerk heraus, auf das sich diese Arbeit beziehen sollte, nämlich die Gletscherfluktuation sowie der Rückgang des arktischen Meereises als Folge des Klimawandels.

Um sich zu Beginn einen Überblick über die Thematik zu verschaffen, wurde übergeordnet auf Fachbücher zurückgegriffen. Insbesondere Christians Schönwieses „Klimawandel kompakt – Ein globales Problem wissenschaftlich erklärt“ (2019) sowie Baumhauer & Winklers „Glazialgeomorphologie – Formung der Landoberfläche durch Gletscher“ (2014) sind hier hervorzuheben. Beide Bücher und viele andere erlauben einen ausgezeichneten Einstieg in die Thematik

des Klimawandels und der Grundlagen der Glaziologie. Auf einige Fachbücher musste aufgrund der Corona-Pandemie Online über den Bibliothekenservice der Universität Wien zugegriffen werden, wie beispielsweise auf Jürgen Ehlers „Das Eiszeitalter“ (2011). Grundsätzlich bildeten Fachbücher den Schwerpunkt der Grundliteratur zur Erarbeitung des allgemeinen Teils dieser Arbeit, den Kapitel 5 bildet. Auch Recherchen im World Wide Web auf institutionellen Seiten wie beispielsweise der von Greenpeace, der NASA oder des Meereisportals, wurden für diese Arbeit herangezogen. In Kapitel 5 waren es insbesondere Informationen zum Thema Waldrodungen, die etwa über Greenpeace oder Copernicus bezogen wurden. Darüber hinaus wurden unter anderem Internetquellen wie die der NASA, des Meereisportals oder von kantonalen Institutionen für die Themenintensivierung von Kapitel 4 herangezogen. Den weitaus größten Teil der in Kapitel 4 zitierten Literaturquellen setzt sich aus wissenschaftlicher Fachliteratur bzw. wissenschaftlichen Publikationen zusammen. Zuallererst wurden sämtliche Datenquellen auf vorhandene Literatur begutachtet, die im Rahmen von Lehrveranstaltungen des Masterstudiengangs Geographie an der Universität Wien behandelt und diskutiert wurden. Einige davon wurden auch für diese Arbeit verwendet. Wie schon vorher angeführt, wurden auf Online Plattformen wie ScienceDirect oder etwa ResearchGate nach Stichworten sowie im späteren Verlauf auch nach Autoren gesucht. Verwendet wurden hierzu Schlagwörter wie *„alpine glacier retreat“*, *„glacier fluctuations“*, *„climate change“*, *„climate change alps“*, *„glacier hazards“*, *„glof“*, *„glof alps“*, *„natural hazards alps“*, *„arctic sea ice retreat“*, *„nao european climate pattern“*, um nur einige zu nennen. Einen nicht unerheblichen Teil der wissenschaftlichen Fachliteratur wurde aus dem Zitierverhalten der jeweiligen Autoren entnommen, wenn sich der gelesene Abschnitt für das Thema als relevant erwies. Einige Online Plattformen ermöglichen es, mit Hilfe einer direkten Verlinkung eines zitierten Abschnitts, auf die Publikation des Autors zu gelangen. Auf diese Weise erfolgte allein durch das Lesen und Bearbeiten der aktuellen Fachliteratur eine weitere Recherche. Insbesondere für die Beispiele in Kapitel 5 ist überwiegend auf wissenschaftliche Fachliteratur zurückgegriffen worden. So entstammen die Informationen, die die jeweiligen Arbeitshypothesen sowie Forschungsfragen beantworten sollen, aus eben dieser Fachliteratur. Die Arbeitshypothese 2, „Der Klimawandel wird noch in

diesem Jahrhundert zu einer saisonal eisfreien Arktis führen“ oder etwa die Forschungsfrage 4, „Wie sich der Rückzug des arktischen Meereises auf das europäische Wettergeschehen auswirkt“, wird nur mit Hilfe aktueller Forschungserkenntnisse analysiert und beantwortet werden. Alles in allem ist für die Erstellung dieser Arbeit eine Mixtur aus Fachbüchern, wissenschaftlicher Fachliteratur sowie institutioneller Internetquellen verwendet worden, die nach Themenrelevanz, Publikationsjahr sowie aktuellem Forschungsstand selektiert wurden.

## 5. AUSWIRKUNGEN

Der Klimawandel hat die Welt verändert. Diese Maxime gilt sowohl für historische und prähistorische Zeiten als auch bis zu unserer Gegenwart. Wie die Auswirkungen der Klimaveränderungen im Einzelnen gewesen sind, kann meist nur schwer rekonstruiert werden. Diejenigen, die aber anhand von u. a. archäologischen Ausgrabungen und der Bandbreite der geowissenschaftlich gestützten Paläoforschung identifiziert bzw. analysiert werden konnten, hatten für gewöhnlich lebensverändernde Konsequenzen, die viele Tier- und Pflanzenarten aufgrund mangelnder Anpassungsfähigkeit nicht überleben konnten. Bedeutet das für uns, dass wir uns deshalb dem momentanen Klimawandel anpassen müssen? Wie sehen die Auswirkungen des Klimawandels im Einzelnen überhaupt aus? Definitive Aussagen zu treffen gleicht einem Blick in die Glaskugel und sind deshalb nicht möglich. Die Zukunft hängt dabei von vielen unbekanntem Faktoren ab, denn wir wissen beispielsweise nicht, wie sich Industrie, Konsumverhalten und politisches Handeln zukünftig verändern werden. Wird eine Verhaltensänderung überhaupt eintreten oder wird die Menschheit alle Warnungen und Apelle der Wissenschaftler ignorieren? Man kann jedoch Aussagen über Auswirkungen und Veränderungen von Kreisläufen treffen, da sämtliche irdische Mechanismen in Abhängigkeit zueinander sowie in Wechselwirkung miteinander stehen. Im Fokus steht die globale Erwärmung, allen voran die Zunahme des CO<sub>2</sub> Gehalts in der Atmosphäre, die nach Aussagen des IPCC seit dem Beginn der Industrialisierung um das Jahr 1850 bis heute um 40 % gestiegen ist. Der Methan Gehalt sogar um 150 % (IPCC 2013). Die damit einhergehenden regionalen Veränderungen meteorologischer Komponenten, wie etwa der Temperatur und Niederschlagsmenge, führen allmählich zu immer öfter auftretenden Extremereignissen wie Starkwinden und Stürmen (SCHÖNWIESE 2019). Das IPCC errechnet hierzu anhand diverser Klimamodelle verschiedene Szenarien, die bei unterschiedlicher Handlungsbereitschaft politischer Träger bei der Umsetzung der verabschiedeten Klimaziele, die im Kyoto Protokoll festgelegt wurden, die jeweiligen Folgen aufzeichnet. So bringen die Veränderungen der atmosphärischen Gaskomposition, hervorgerufen durch die Anreicherung von Treibhausgasen,

direkte Auswirkungen auf ganze Ökosysteme. Beispielsweise Veränderung im Nährstofftransport der Meere, die damit einhergehenden meteorologischen Extremereignisse auslösen die dann soziale sowie ökonomische Schäden nach sich ziehen und Auswirkungen auf das arktische Meereis sowie das Landeis haben (Gletscher, Grönländische und Antarktische Inlandeis). Die Ozeane reagieren auf den durch den Klimawandel bedingten Anstieg des globalen Temperaturmittels mit der Schmelze von Land- und Meereis, was wiederum den Anstieg des Meeresspiegels zu Folge hat und somit eine nachhaltige Gefahr für viele Küstenländer und Bevölkerungsgruppen darstellt. Nach Informationen der IPCC ist der globale Meeresspiegel zwischen den Jahren 1901 und 2010 um ca. 19 cm gestiegen, mit steigender Tendenz. Wissenschaftler des IPCC gehen bis zum Jahr 2100 sogar von einem Anstieg von 110 cm aus (SCHÖNWIESE 2019; IPCC 2013). Dieser Anstieg birgt sozio-ökonomische Gefahren für viele niedriggelegene Küstenländer und Inselstaaten wie beispielsweise Bangladesch, Kiribati, die Malediven oder die Niederlande. Ihnen allen droht bei weiter steigendem Meeresspiegel die Überflutung und somit Terrainverlust. Die Bevölkerungen der Staaten, die direkt vom Meeresanstieg betroffen sind, verlieren ihren Lebensraum und somit ihre Existenz und müssen, um zu überleben, umgesiedelt werden. Die Wirtschaftskraft dieser Länder würde durch den Rückgang von Tourismus sowie den Verlust ihrer für die Agrarbewirtschaftung wichtigen Wirtschaftsflächen immense Einbußen erleiden, die für die Agrarbewirtschaftung wichtig sind. Hinzukommen Verluste der lokalen und regionalen Wirtschaft sowie ein hoher Kostenaufwand um neue Küstenschutzmaßnahmen zu etablieren (HASLETT 2000). Die Anreicherung des Meeres mit Süßwasser, das aufgrund der Niederschlagszunahme, der Rückschmelze von Gebirgsgletschern sowie der Inlandeisschilde Grönlands und der Antarktis stattfindet, führt wie bereits in Kapitel 2.1 geschildert, zur Änderung des Salzgehaltes im Meer und dem damit einhergehenden Verlangsamen der thermohalinen Zirkulation sowie zur Versauerung des Meeres, die wiederum die aktuelle Erwärmung der Wasseroberfläche fördert und so zu Artensterben im Meer führt. Eine Hemmung der thermohalinen Zirkulation, die im Extremfall zu einer Blockade von Meeresströmungen führen könnte, hätte in Bezug auf den Nordatlantikstrom immense klimatische Veränderungen in Europa zur Folge. Wie schon in Kapitel 2

erwähnt, ist der Golfstrom primär für das milde Klima in Europa verantwortlich und hatte bereits kurz vor Beginn des Holozäns einen langanhaltenden Kälteeinbruch in Europa aufgrund des Herabsinkens der thermohalinen Zirkulation hervorgerufen (SCHÖNWIESE 2019). Eine genaue Vorhersage, wie sich der Golfstrom in Zukunft auf das europäische Klima auswirken wird, fällt deshalb den Wissenschaftlern momentan weiterhin schwer. Der klimabedingte Temperaturanstieg der Land- und Meeresoberfläche wird sowohl seitens der Wissenschaft als auch der Rückversicherer mit dem weltweiten Anstieg von Extremereignissen klimatologischer (Temperaturanomalien - Hitze- oder Kältewellen, Dürren) und meteorologischer (Stürme) Natur in Zusammenhang gebracht. Diese extremen Wetterereignisse, die punktuell auf unserem Erdball auftreten, jedoch große Teile der Menschheit nicht unmittelbar betreffen, werden zwar weltweit von den Medien entsprechend publiziert, aber subjektiv meist nicht als imminent bedrohlich empfunden. Sie haben aber globale Auswirkungen und werden daher auf allen Kontinenten, auch in Europa, zu spüren sein. Viele Menschen in Europa beklagen sich, dass es schon lange keinen schneereichen Winter mehr gab. Immer öfter fallen Schlagworte wie „eine erneute Hitzewelle rollt an“. Hinzu kommt die Zunahme und Stärke an Hochwasserereignissen europäischer Flüsse, bei denen ganze Dörfer und Städte tagelang von der Außenwelt abgeschnitten sind. Die folgende Abbildung 22 befasst sich mit dem globalen Trend der Temperaturveränderung, die auf Grundlage der Datenbasis des *Goddard Institute for Space Studies* der NASA erarbeitet wurde. Die Abbildung lässt einen deutlichen Erwärmungstrend in einem Großteil des Planeten erkennen. Insbesondere die gemäßigten Breiten und subpolaren Regionen der Nordhemisphäre sind von dem Temperaturanstieg betroffen. Analog dazu erarbeitet der Deutsche Wetterdienst Daten, die einen klaren Trend der Zunahme von Anomalien sowohl der Sommer- als auch der Wintertemperatur darstellen (SCHÖNWIESE 2019). Solche Ausschläge in Temperatur- und Niederschlagsverhalten führen oft zu Prozessen mit hohem Schadenspotenzial, wie beispielsweise Dürren oder Starkniederschlagsereignisse. Der Rückversicherer Munich RE mit Hauptsitz in München, erstellt im Rahmen seines NatCatSERVICES seit Jahrzehnten aktuelle Datenbanken zu durch Naturkatastrophen jeglicher Art hervorgerufenen Schäden.

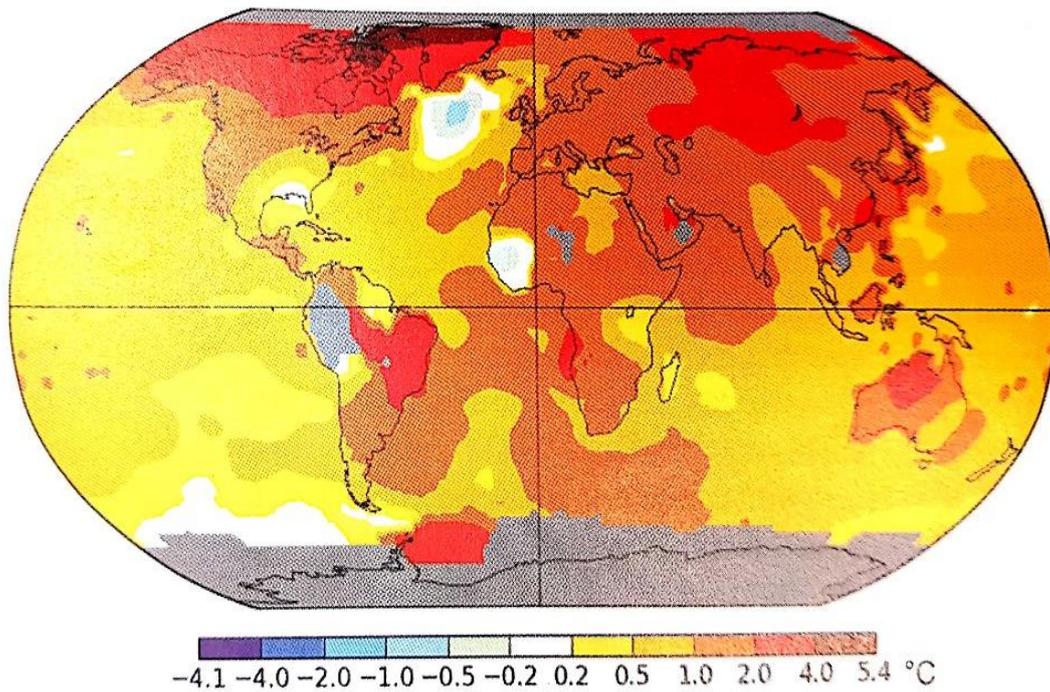


Abbildung 22: Globaler Trend der Veränderung der bodennahen Lufttemperatur unter Berücksichtigung der Datengrundlage 1880 - 2017; Quelle: Schönwiese (2019)

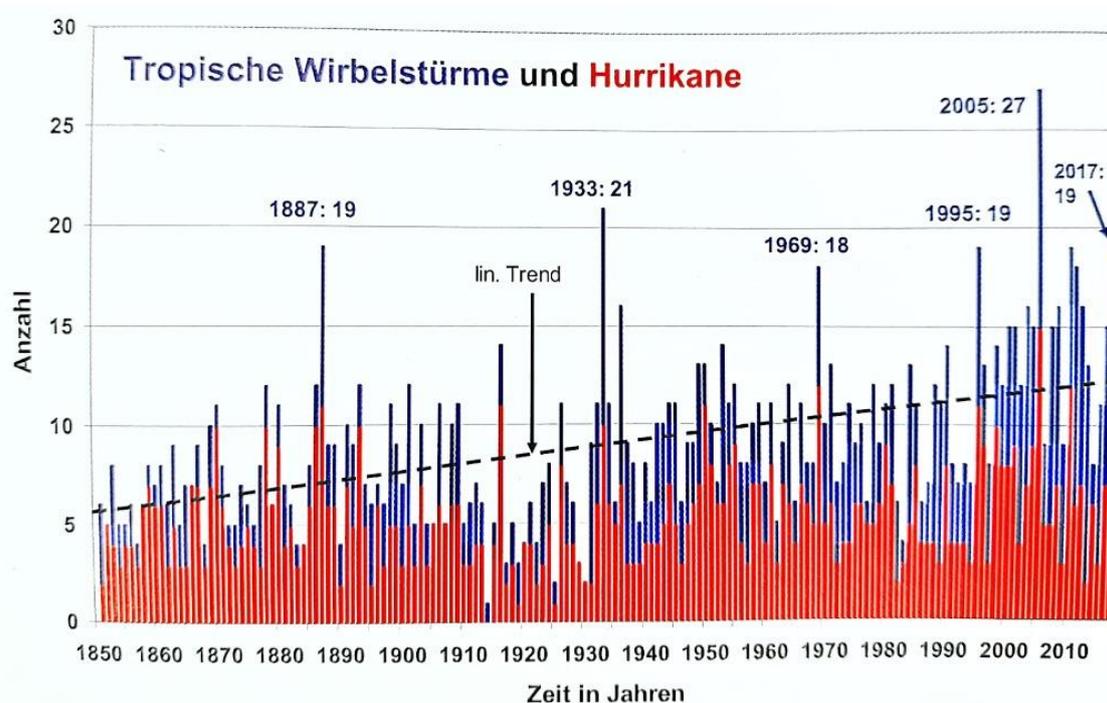


Abbildung 23: Anzahl tropischer Wirbelstürme weltweit in Blau mit separat aufgeführtem Anteil an Hurrikane in Rot. Ein deutlicher ansteigender Trend an tropischen Wirbelstürmen im Zeitabschnitt 1850 - 2017. Datenquelle NOAA; Quelle: Schönwiese (2019)

Die aktuelle Aufstellung der nach ihrer Art gegliederten Schadenereignisse zwischen den Jahren 1980 und 2016 ist in Abbildung 24 dargestellt. Dank dieser Aufstellung lässt sich sehr gut erkennen, dass Schadensereignisse geophysikalischer Natur unabhängig vom Klimawandel sind. Hydrologische, klimatologische sowie meteorologische Ereignisse werden jedoch direkt oder indirekt vom Klimawandel beeinflusst und nehmen Jahr für Jahr zu (MUNICH RE), Ebenso verhält es sich mit Extremwetterereignissen, wie beispielsweise die in Häufigkeit und Intensität zunehmenden Stürme, tropische Wirbelstürme sowie Temperatur- und Niederschlagsanomalien. Ein tropischer Wirbelsturm benötigt beispielsweise für seine Entstehung eine Wasseroberflächentemperatur von mindestens 27 °C. Betrachtet man die in Abbildung 23 aufgeführte Zunahme der weltweit vorkommenden tropischen Wirbelstürme und setzt diese mit dem klimabedingten Anstieg der ozeanischen Wassertemperatur gegenüber, erscheint eine Häufigkeitszunahme solcher Stürme überaus plausibel, zumal sich einhergehend mit dem wärmer werdenden Meerwasser das Entstehungspotenzial deutlich erhöht (SCHÖNWIESE 2014). Welche Veränderungen bei nicht tropischen Stürmen eintreten werden, ist dagegen schwer vorherzusagen. Wissenschaftler gehen allerdings aufgrund des zu beobachtenden Temperaturanstiegs der Atmosphäre ebenfalls von einer Zunahme sowohl der Sturmereignisse als auch deren Intensität aus, zumal sich die Verdunstung analog zur Erwärmung verhält und ebenfalls zunimmt. Während sich die Atmosphäre weiter erwärmt, verändert sich die Stratosphäre nicht. Die Troposphäre verliert dadurch stetig an Stabilität und begünstigt somit die Entstehung von Gewittern, Hagel und Stürmen (SCHÖNWIESE 2019). Wie man dem Schadensbericht der Munich RE in Abbildung 24 entnehmen kann, nehmen geomorphologische Prozesse, allen voran Massenbewegungen, die direkt mit dem Klimawandel in Verbindung gebracht werden können, ebenfalls stetig zu. Erdbeben, Steinschläge und Muren benötigen, wie bereits in Kapitel 2.4.1. beschrieben, vor allem Starkniederschlagsereignisse, um eine Instabilität des Untergrundes hervorzurufen und diesen letztendlich in Bewegung zu setzen (MUNICH RE 2020). Zweifellos wirkt sich der Klimawandel auf verschiedene Naturräume unterschiedlich aus. In Gebirgsregionen, so auch in den Alpen, variieren die Unterschiede oftmals auf lokaler Ebene, da atlantische und mediterrane Luftmassen auf die Komplexität der alpinen Topographie treffen

(GOBIET ET AL. 2013). Das menschliche Industrieverhalten der letzten Jahrzehnte führt dazu, dass die aufeinandertreffenden Luftmassen in ihrer Zusammensetzung bereits Veränderungen aufweisen – sie sind teilweise feuchter und wärmer als in der Vergangenheit. Wissenschaftler konnten so innerhalb des letzten Jahrhunderts im Alpenraum einen deutlichen Temperaturanstieg feststellen, der mit insgesamt 2 °C doppelt so hoch ist, wie die Mittel der Nordhemisphäre. Seit den 1980er Jahre steigt zudem die Temperatur um 0,5 °C pro Jahrzehnt (GOBIET ET AL. 2013; EEA 2009). Anders verhält es sich hingegen mit der Erfassung des Niederschlags. Dieser spiegelt aufgrund der Komplexität der hydrologischen Interaktionen die lokalen Diskrepanzen wider. Grundsätzlich ist der Temperaturanstieg im Alpenraum bisher gut und eindeutig messbar gewesen. Schmidli & Frei (2005) konnten zwar einen Anstieg der jährlichen Niederschlagsmenge in der Schweiz messen, dieser bezieht sich allerdings ausdrücklich auf das gesamte Jahr. Der Klimawandel ist dafür verantwortlich, dass sich die Niederschlagsmenge saisonal verschiebt, so dass der größte Teil der jährlichen Niederschlagsmenge am Beispiel der Schweiz im Herbst und Winter fällt (GOBIET ET AL. 2013; SCHMIDLI & FREI 2005). Rajczak et al.'s (2013) Betrachtungsweise bezieht sich hingegen auf das Niederschlagsverhalten des gesamten Alpenraums. Sie konnten einen alpenübergreifenden Anstieg der Niederschlagsmenge im Winter und eine Reduzierung über die Sommermonate feststellen. Lediglich in den Südalpen ist ebenfalls erheblicher Rückgang des Niederschlags sowohl im Frühling, als auch im Herbst zu verbuchen (GOBIET ET AL. 2013, RAJCZAK ET AL. 2013). Die Niederschlagszunahme im Winter könnte eine Chance für alpine Gletscher darstellen, wenn nicht gleichzeitig auch die Temperatur ansteigen würde. Dieser Faktor lässt die Schneegrenze um ca. 150 m pro Grad Celsius ansteigen. Die *Swiss Climate Change Scenarios (2011)*, die auf Grundlage des IPCC Zukunftsszenarien für die Schweizer Alpen ermitteln, gehen bis Ende des 21. Jahrhunderts von einem Temperaturanstieg von 2 °C – 4 °C aus, was einem Anstieg der Schneegrenze von 300 m – 600 m gleichkommen würde (GOBIET ET AL. 2013). Wie in Kapitel 2.2 beschrieben, ist Schneefall eine Grundvoraussetzung für die Existenz von Gletschern. Auch eine Zunahme von Extremniederschlagsereignissen, also Niederschläge, die lokal in einer kurzen Zeitspanne eine enorme Niederschlagsmenge aufweisen und gleichzeitig das Risiko gravitativer Massen-

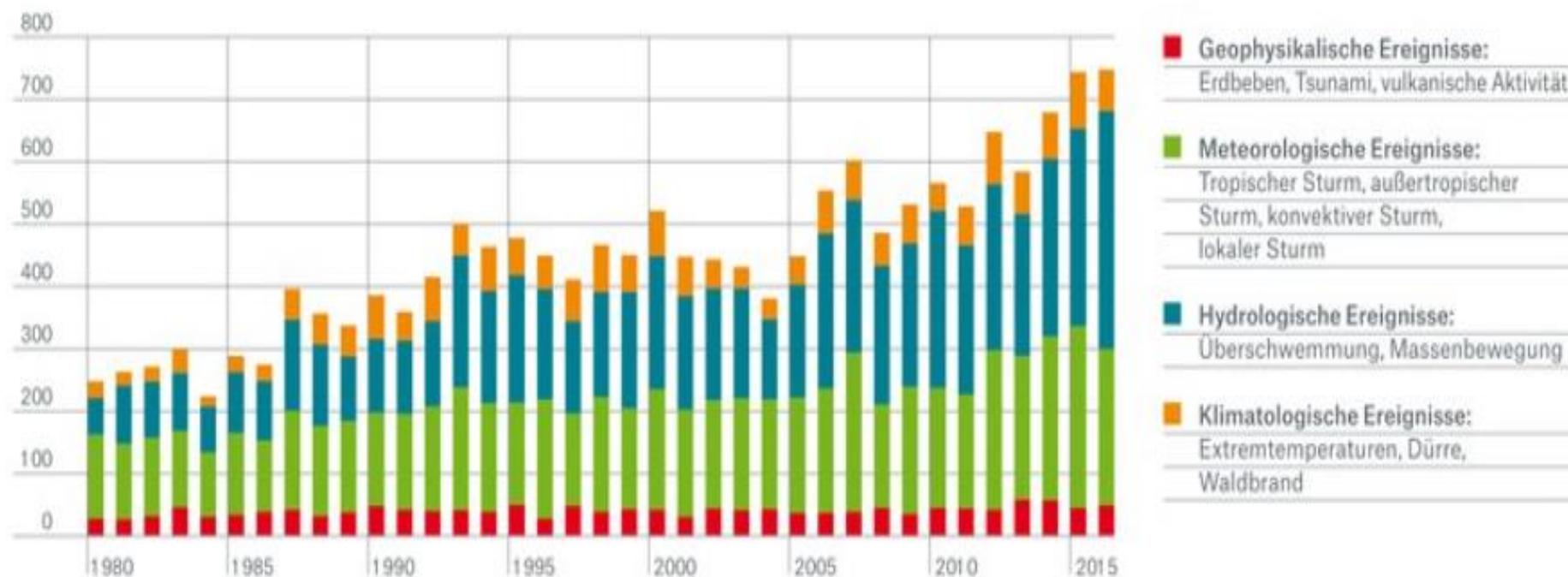


Abbildung 24: Anzahl der Gesamtschadensereignisse 1980 - 2016 nach Art der Ereignisse nach Munich RE; Quelle: MUNICH RE

bewegungen ansteigen lassen, werden von Wissenschaftlern verbucht (STOFFEL ET AL 2011; STOFFEL & HUGGEL 2012). Diese Starkniederschlagsereignisse sind Trigger bzw. auslösende Faktoren von Erdbeben, Murgängen und Steinschlägen. Nehmen diese starken Niederschläge zu, können ebenfalls Denudationsereignisse in von Erdbeben gefährdeten Gebieten zunehmen. Ein weiterer, nicht zu unterschätzender Faktor ist der durch den Temperaturstieg schmelzende Permafrost im Hochgebirge. Viele Sturzprozesse – also Steinschläge und Felsstürze treten vermehrt einer Höhe von 2800 und 3000 m auf, da sich der natürliche Kitt der Berge verflüssigt und so Steine und ganze Felsblöcke aus dem Berg freisetzt. Der Bergsturz, der am *Piz Cengalo* am 23. August 2017 im Ort Bondo im Schweizer Kanton Graubünden verheerende Schäden hervorgerufen hat, ist eines der jüngsten Beispiele wie es um den Permafrost im Alpenraum steht. Acht Todesopfer waren zudem zu beklagen. In den vorangegangenen Jahren waren bereits vermehrt Murgänge und Felsstürze am *Piz Cengalo* aufgetreten, die auf die fehlende Stabilität und somit auf ein drohendes Sturzereignis hinwiesen. Dank großräumiger Schutzverbauungen, der Installation von Frühwarnsystemen sowie der informative Austausch mit der Bevölkerung, konnte das Gefahrenpotenzial verringert werden (MERGILI ET AL. 2020). Der Bergsturz von Bondo ist lediglich ein Beispiel von vielen anderen Ereignissen, mit denen die Bewohner von Bergregionen nicht nur der Alpen, sondern auch weltweit konstant rechnen und zukünftig leben müssen. Sowohl Starkniederschläge als auch der Rückgang des Permafrosts sind auf den Klimawandel zurückzuführen, dessen Zukunft zur Gänze vom Verhalten der Menschen und von politischen Entscheidungen abhängt.

Wie sich der Klimawandel auf Ökosysteme auswirkt, ist schwer vorherzusagen. Flora und Fauna müssen Anpassungsmechanismen entwickeln, um in den sich verändernden Lebensräumen weiterhin leben und gedeihen zu können. Es lassen sich viele Verschiebungen einzelner Habitate beobachten, wie etwa einige Gebirgspflanzen den steigenden Temperaturen mit einer Flucht in höhere Lagen zu entweichen versuchen. Manche Tierarten wandern in für sie untypische Regionen ab und treten in Konkurrenz um den Lebensraum mit dort einheimischen Arten. Die Ausdünnung bzw. das Aussterben von Tier- und Pflanzenarten bringt oftmals das jeweilige Ökosystem aus dem Gleichgewicht (SCHÖNWIESE 2019). Als Beispiel hierfür kann der sogenannte „Pizzly“ (wird auch oft als Grolarbär bezeichnet)

dienen. Durch die klimabedingte Erwärmung des nördlichen Teils Nordamerikas überlappen sich heutzutage die traditionellen Habitate von Grizzly- und Eisbären, denn Eisbären verlagern immer mehr ihre Futtersuche vom Packeis auf das Festland und Grizzlybären breiten sich weiter in den jetzt wärmeren Norden aus. Eine Vermischung der beiden Bärenarten ist die Folge. Erstaunlicherweise sind die daraus resultierenden Bären-Hybriden fortpflanzungsfähig und lassen so eine völlig neue Bärenart entstehen. Ähnliche Beispiele anderer Tierkreuzungen sind ebenfalls nachgewiesen. Wie schon in Kapitel 3.6.4 angesprochen können durch solche Störungen im Ökosystem zum Beispiel Bäume und Riffe in kürzester Zeit von Schädlingen befallen und zerstört werden und so die Klimaerwärmung zusätzlich befeuern. Tierarten, die ausgerottet oder stark reduziert werden bringen ebenfalls die natürliche Balance aus dem Gleichgewicht und führen zu einseitiger, unkontrollierter Vermehrung, die sich dann wiederum negativ auf die Umwelt auswirkt. Auch in Bezug auf die Landwirtschaft hat der Klimawandel große Auswirkungen, die sich bereits jetzt als künftiges Problem ankündigen, denn Wasserverfügbarkeit, Dürren, Versalzung und Überdüngung landwirtschaftlicher Flächen werden früher oder später zu humanitären Notständen führen, da die Ackerböden nach jahrzehntelanger Ausbeutung und den sich verändernden Klimabedingungen immer weniger Ertrag bringen werden.

Wie sich die aktuellen Klimaveränderungen sowohl auf die globalen Gebirgsgletscher als auch auf die Meereisbedeckung auswirken, soll im nun Folgenden eingegangen und untersucht werden.

### **5.1 AUSWIRKUNGEN AUF GEBIRGSGLETSCHER - GLETSCHERRÜCKGANG**

Gebirgsgletscher sind weltweit in zunehmender Geschwindigkeit auf dem Rückzug. Schuld daran ist in den aller meisten Fällen der Klimawandel. In der Erdgeschichte übte der Klimawandel konstant einen starken Einfluss auf Gletscher aus. Mit Kälteperioden wuchsen sie an Mächtigkeit und Länge, formten ihre Umgebung und zogen sich dann in Wärmeperioden wieder zurück. Dieser ewige Zyklus ist auch heute noch im Gange. Im Gegensatz zur Vergangenheit kommt heutzutage

allerdings der Faktor Mensch hinzu, der durch seine moderne Lebensweise aktiv auf das Erscheinungsbild des Gebirges und somit auch der Gletscher einwirkt.

Aufgrund ihrer Sensibilität gegenüber Veränderungen von Energieflüssen an der Schnittstelle zwischen Land und Atmosphäre, dienen Gletscher hervorragend als Indikator des Klimawandels. Die Fluktuationen der Gletscherlängen sowie der Gletscher-Massenbilanz ermöglichen eine quantitative Messung, die direkt mit atmosphärischen Bedingungen verlinkt werden können und somit als klares Signal der Klimaerwärmung dienen (HAEBERLI, HOELZLE & SUTER 1998; BENISTON ET AL. 2018). Seit Ende der 1890er Jahre sind die Gletscher der Alpen einem genauen Monitoring unterzogen, das mit den jährlichen Beobachtungen Walliser Gletscherzungen des Schweizer Physikers Francois-Alphonse Forel im Jahr 1879 seinen Anfang nahm (ALLISON ET AL. 2019). Gegen Ende der 1960er Jahre wurden mit der Einführung der Reihe „Fluctuations of Glaciers“ in bestimmten Intervallen standardisierte Daten zu Änderung der Länge, Fläche, des Volumens sowie der Masse von Gletschern veröffentlicht. Seit Ende der 1980er Jahre stehen Datenbanken über weltweite Gletscherfluktuationen in elektronischer Form zur Verfügung. Diese werden kontinuierlich mit neuen Informationen gefüttert, um internationalen Trägern und Behörden Informationen zu Gletscher sowie zu neu entwickelten Überwachungsstrategien zur Verfügung zu stellen (ALLISON ET AL. 2019). Der *World Glacier Monitoring Service* (WGMS) mit Sitz in der Schweiz ist eine Institution, die sich dem weltweiten Monitoring von Gletschern widmet und eine der größten und stetig wachsenden Datenbanken zu Gletscherfluktuationen beherbergt (WGMS). Um die Auswirkungen des Klimawandels auf Gletscher bewerten zu können bzw. um eine Verbindung zwischen den beiden Komponenten herzustellen, benötigt man eine Datenreihe an klimatischen Indikatoren sowie der Gletschermassenbilanz, die weit möglichst in die Vergangenheit reicht. Das WGMS hat eine über 30 Jahre lange, lückenlose Datenbank der Massenbilanz von 37 Gletschern, die allen wissenschaftlichen Forschungsfragen als Referenzgletscher dienen (WGMS 2013). Während sich noch im 19. Jahrhundert die Mehrheit der alpinen Gletscher durch beeindruckende Vorstöße behaupten konnten, sind - wie beispielsweise im Karakorum - seit dem 20. Jahrhundert fast ausnahmslos sämtliche Gletscher weltweit auf dem Rückzug (ZUMBÜHL ET AL. 2017; HAEBERLI & MAISCH 2007; STRIGARO ET AL. 2015). So verloren auch die alpinen Gletscher

zwischen den Jahren 1850 und 1975 rund die Hälfte ihres Volumens, das dann ab diesem Zeitpunkt bis zum Jahr 2000 jährlich einen weiteren Prozentpunkt sank. Der immer stärker wirkende Klimawandel lässt seither das Gletschereis schneller schmelzen, so dass sich die Verluste in Eisvolumina mittlerweile auf circa 2 – 3% jährlich ausgeweitet haben (HAEBERLI & MAISCH 2007; ZEMP ET AL. 2006). Abbildung 25 veranschaulicht deutlich den weltweiten Rückgang der Gletscher.

Auch ist besonders gut ersichtlich, dass die europäischen Alpen fast den weltweit stärksten Gletscherrückzug aufweisen. Lediglich die Skandinavischen- als auch die Kaukasischen Gletscher sowie Gletscher der südlichen Anden haben zwischen Ende der 1980er Jahre und dem Jahr 2000 einen leichten Massenanstieg verbuchen können. Gletscher bieten einen Blick in die jüngste Vergangenheit. Das heißt, ihre Reaktionsfähigkeit auf Veränderungen des lokalen Klimas auf Temperatur und Niederschlag erfolgt um nur einige wenige Jahre verzögert. Große Gletscher benötigen im Vergleich zu kleineren länger, wenn nicht sogar zig Jahre, um auf eine Veränderung der genannten Klimakomponenten zu reagieren.

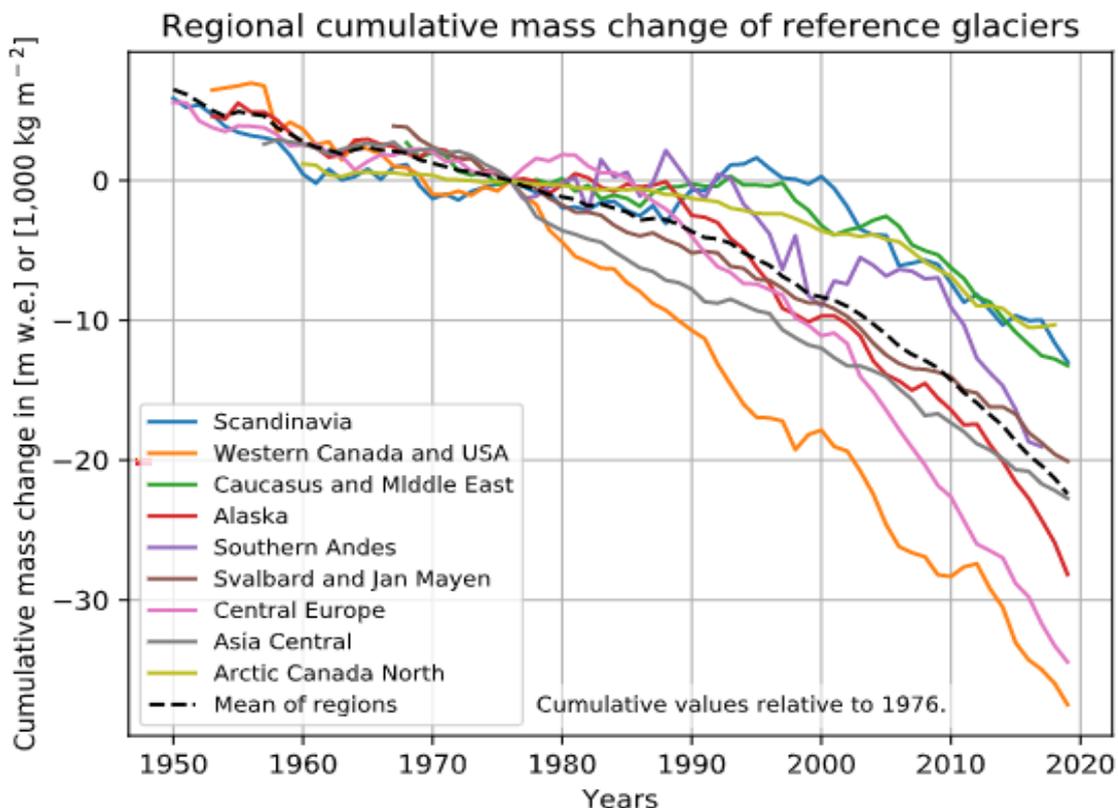


Abbildung 25: Entwicklung der Gletschermassenbilanz weltweit, basierend auf jährlichen Messdaten von Referenzgletschern, die Daten über ihre Massenbilanz von >30 Jahren aufweisen; Quelle: WGMS

Der Gletscherrückgang ist nach Meinung vieler Glaziologen nicht mehr aufzuhalten bzw. ihre Rettung scheint unmöglich (HAEBERLI 1998). Gletscher stellen eines der größten Süßwasserreservoirs der Welt dar, die vor den Augen der Menschheit förmlich wegschmelzen. Ihr Massenverlust hat immense Folgen auf sowohl globaler, als auch lokaler Ebene. Zum jetzigen Zeitpunkt kann nur darüber spekuliert werden, wie diese letztendlich aussehen werden. Fakt ist, dass der Klimawandel im Hochgebirge viel intensiver und schneller ausfällt als in anderen Ökosystemen und somit das globale Mittel nicht widerspiegelt.

Es ist nun die Aufgabe der Wissenschaft, den Effekt des Klimawandels sowie den Verlauf der Gletscherschmelze so genau wie möglich zu evaluieren, um die bestmöglichen Schutzmaßnahmen zum Erhalt dieser Eisriesen auszuarbeiten und zu etablieren. Der dauerhafte Erhalt von Gletschern ist für kommende Generationen existentiell, da wie schon vorher erwähnt, sie den größten Süßwasserspeicher der Welt darstellen. Ihr Verlust würde mit einer Süßwasserverknappung einhergehen, die wiederum Auswirkungen auf das Trinkwasser vieler Regionen der Erde hätte. Ändert sich die Schmelzrate des Gletschereises, so ändert sich zugleich der Abfluss der Bäche und Flüsse. Bei stärkerem Abschmelzen führen von Gletschern gespeiste Bäche und Flüsse vorerst mehr Wasser. Beispiele dafür sind die Rhone, die am Rhonegletscher entspringt, die durch Zubringerflüsse wie die Aare Schmelzwasser der Gletscher mit sich führt. In Kombination mit längeren Feucht- oder Regenperioden steigt lokal das Überschwemmungs- und Hochwasserrisiko und somit auch Schäden bei der Bevölkerung und Infrastruktur, die dann Wirtschaftseinbußen nach sich ziehen. In Gebirgsregionen wie dem tibetischen Plateau China's haben, bedingt durch die Gletscherschmelze, vermehrt Naturkatastrophen wie Gletscherseeausbrüche (*sogenannte GLOF's, engl. Glacial lake outburst flood*), Hochwasserereignisse und Murgänge zugenommen (YANG ET AL. 2015). Des Weiteren trägt die weltweite Gletscherschmelze immens zum Meeresspiegelanstieg bei. Von 1961 bis 2004 ist der Meeresspiegel um 0,50 ( $\pm 0,18$ ) mm angestiegen, über den Zeitraum von 1991 bis 2004 waren es schon 0,77 ( $\pm 0,22$ ) mm und die Tendenz ist steigend (YANG ET AL. 2015). Abgesehen vom Grönländischen sowie Antarktischen Eisschild, bedecken Gletscher weltweit eine Fläche von ca. 706 000 km<sup>2</sup> mit einem geschätzten Gesamtvolumen von ca. 170 000 km<sup>3</sup>, was beim gänzlichen

Abschmelzen einem Meeresspiegelanstieg von 0,4 Metern gleichkommen würde (ZEMP ET AL. 2019). *Zemp et al (2019)* haben sich eingehender mit der Thematik befasst, wie stark der Meeresspiegelanstieg mit dem Gletscherrückgang, explizit dem der Gebirgsgletscher korrespondiert. Auf Datengrundlage des WGMS wurde die Gletschermassenbilanz regional zusammenhängender Gletscher dem jeweiligen Wirkungsgrad auf den Meeresspiegel in dem Zeitraum von 1961 – 2016, in Relation gesetzt. Ausgenommen der Gletscher Grönlands und der Antarktis erlitten Gletscher weltweit in diesem Zeitraum einen Massenverlust von  $8,3 (\pm 5,1)$  Gigatonnen, was einem jährlichen Anstieg des Meeresspiegels von  $0,4 (\pm 0,3)$  mm gleichzusetzen ist. Hierbei ist festzustellen, dass der Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg regional abhängig ist und nicht alle Regionen, die Gletscher beherbergen, den gleichen Einfluss auf den Meeresspiegel haben (ZEMP ET AL. 2019). Wie Abbildung 26 veranschaulicht, haben die Regionen mit dem flächenmäßig größten Anteil von Gletschern einen stärkeren Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg. Betrachtet man sich in Abbildung 26 (a) die Gletscher der südlichen Anden (braune gestrichelte Linie), so weisen diese den größten Verlust an Massenbilanz auf. Dennoch ist ihr Einfluss auf den Meeresspiegel nicht analog dieses Verlusts. Die Relation zwischen Gletscherrückgang und Meeresspiegel bezieht sich, wie aus Abbildung 26 (b) ersichtlich, auf die Region mit dem größten Gletschergebiet. Obwohl die Gletscher Alaskas (schwarze Linie) im Vergleich zu den südlichen Anden viel weniger negative Massenbilanz aufweisen, tragen sie dennoch in größerem Umfang zum Meeresspiegelanstieg bei (ZEMP ET AL. 2019). Die Gletscher Grönlands sowie der Antarktis sind wie alle anderen Gebirgsgletscher ebenfalls vom Klimawandel betroffen und verlieren ebenso kontinuierlich an Eismasse. Dieser Verlust ist in den Berechnungen von *Zemp et al. (2019)* nicht enthalten. Bedenkt man, dass die Eisschilde beider Regionen zusammen mit der Arktis über 90 % der weltweiten Süßwasservorkommen in Form von Eis beherbergen (die sich analog der Gebirgsgletscher ebenfalls allmählich zurückziehen), so kann man sich vorstellen, wie stark der Einfluss auf den Meeresspiegel in Zukunft sein wird (ZEMP ET AL. 2019).

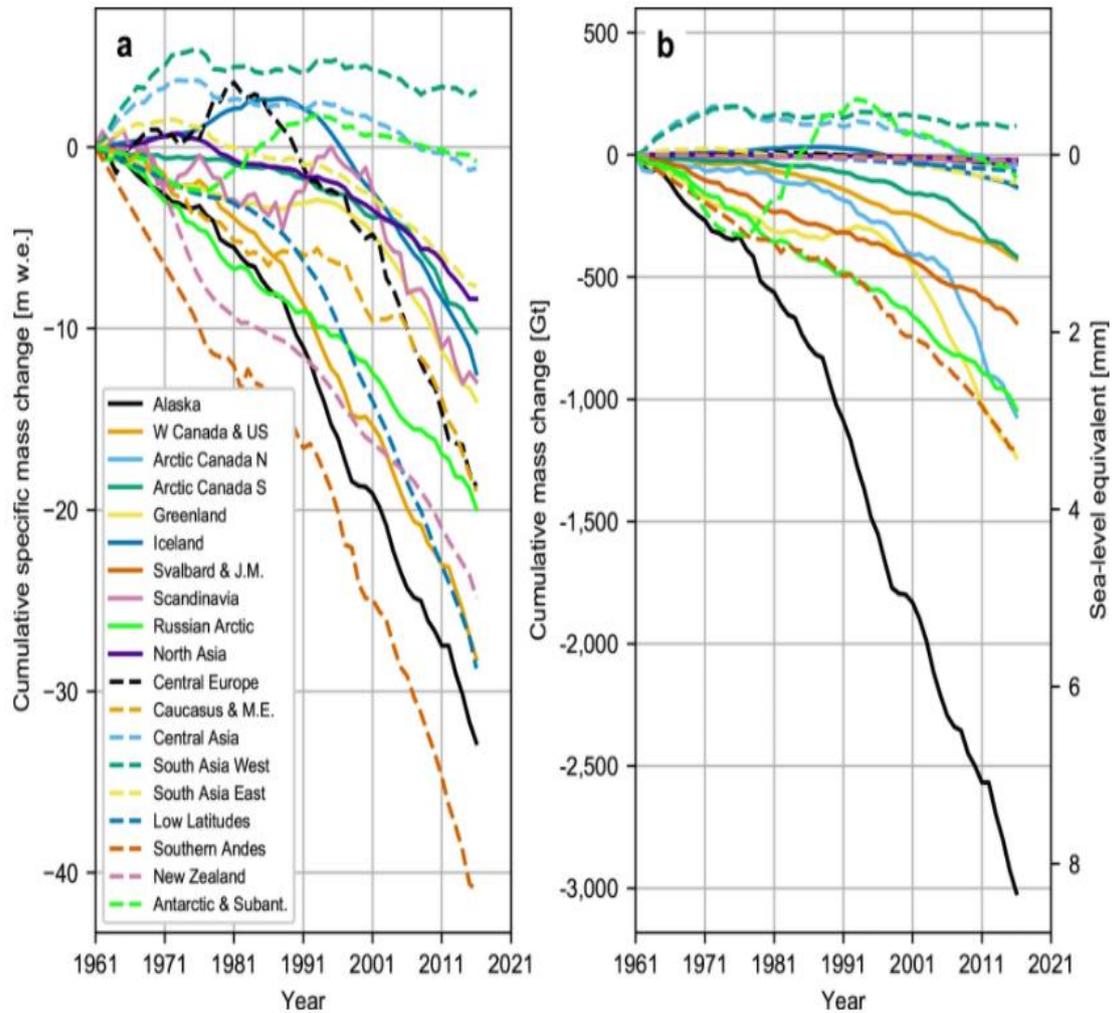


Abbildung 26 (a) (b): Kumulierte Veränderung der Gletschermassenbilanz regionaler Gletscher und deren Beitrag auf den Meeresspiegelanstieg. Quelle: Zemp et al. (2019)

### 5.1.1. Gletscherrückgang in den europäischen Alpen

In den europäischen Alpen wird der Gletscherrückgang in erster Linie Einfluss auf den Abfluss haben und geomorphologische Risiken wie beispielsweise gravitative Massenbewegungen mit sich bringen, da die seitliche Drucklast des Gletschers auf die Bergflanken fehlt und so Gletscherlawinen sowie die Bildung und Vergrößerung von Gletscherseen begünstigt, die dann für die lokale Bevölkerung sowie den Tourismussektor problematisch sind (ZEKOLLARI ET AL. 2019; BENISTON ET AL. 2018). Viele Wissenschaftler befassen sich unter der Berücksichtigung

verschiedener Ansätze bereits seit Jahren mit dem Thema, wie sich der Klimawandel auf die insgesamt 3500 alpinen Gletscher im 21. Jahrhundert auswirken wird. Als eine der ersten beschäftigten sich *Haeblerli und Hoelzle (1995)* mit der zukünftigen Entwicklung alpiner Gletscher mit der Integrierung eines Gletscherinventars des WGMS. *Zemp et al. (2006)* haben die Gletscherfluktuationen in den Alpen anhand der Betrachtungsweise der räumlichen Verschiebung der Gleichgewichtslinie (*engl. Equilibrium Line*) (ELA) des Gletschers sowie anhand Veränderung der Gletschermassenbilanz beschrieben (*ZEKOLLARI ET AL. 2019*). Die Rückgänge in den Alpen seit Beginn des 20. Jahrhunderts sind mittels ausgiebiger Forschung dem klimabedingten Temperaturanstieg zuzuweisen. Abbildung 27 stellt diese Abnahmen der Längen sowie der Massenbilanz ausgewählter Gletscher der Alpen und Skandinaviens dar. Bis auf leichte Fluktuationen innerhalb einiger Dekaden ist der Trend einer negativen Massenbilanz der Gletscher eindeutig erkennbar. Gleichzeitig nehmen die Gletscherzungen in ihrer Länge kontinuierlich ab. Fluktuation, wie beispielsweise die starke Reduktion der Massenbilanzen in den 1940er Jahren und Vorstöße Skandinavischer Gletscher in den 1960er Jahren konnten aufgrund statistischer Korrelationen mit anderen klimatischen Parametern zugewiesen werden. Nach *Beniston et al. (2018)* konnte man den rapiden Rückzug um das Jahr 1940 der stärkeren Sonneneinstrahlung zuordnen und den Skandinavischen Gletschervorstoß einer besonders starken positiven Nordatlantischen Oszillation (NAO), deren Wirkung in Kapitel 5.2.2. näher beschrieben wird (*BENISTON ET AL. 2018*) zuschreiben. Neben empirischen Daten können bei Verfügbarkeit auch historische Daten, wie etwa Photographien oder Gemälde als Datengrundlage für Gletscherfluktuationen herangezogen werden. Diese zeigen lediglich den Ist-Zustand eines Gletschers zu einem bestimmten Zeitpunkt und können Rückschlüsse auf die zur Zeit der Aufnahme vorherrschten Wetterbedingungen, Länge und Ausbreitung des Gletschers und seiner Gletscherspalten bzw. je nach Künstler auch noch zusätzliche Details liefern. (*ZUMBÜHL ET AL. 2008*). In den folgenden Kapiteln soll der Gletscherrückgang an zwei Beispielen alpiner Gletscher näher betrachtet werden.

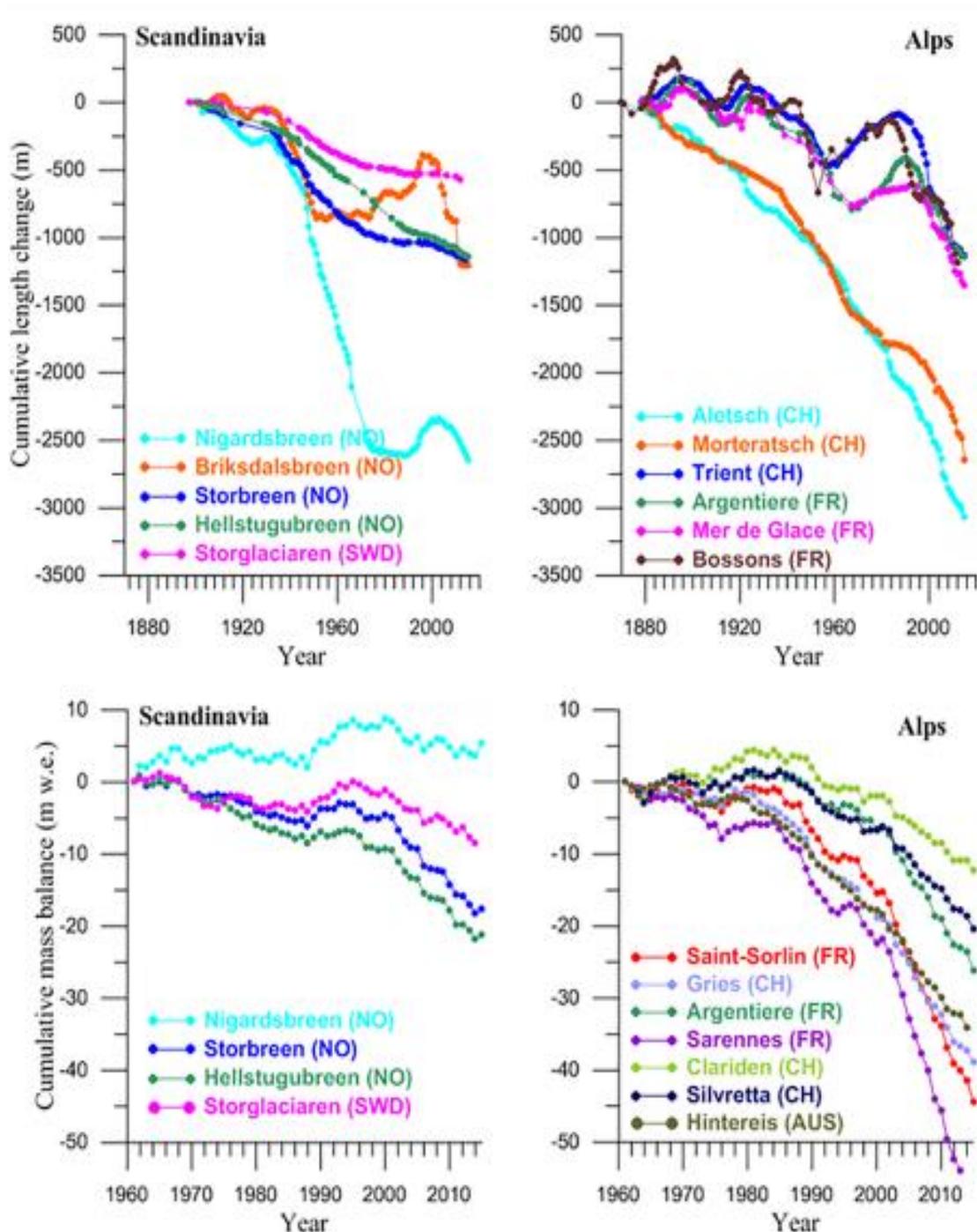


Abbildung 27: Darstellung der Veränderung der Zungenlänge sowie Massenbilanz ausgewählter alpiner und Skandinavischer Gletscher auf Datengrundlage des WGMS, Quelle: Beniston et al. (2018)

### 5.1.2. Gletscherrückgang am Beispiel des Mer de Glace

Das Mer de Glace (*deutsch: Eismeer*) ist im Mont-Blanc-Massiv in den Savoyer Alpen gelegen und zählt mit einer Länge von 12 km und einer Fläche von 31,9 km<sup>2</sup> zu einem der größten Talgletscher der europäischen Alpen (ZUMBÜHL ET AL. 2006).

Der Gletscher wird von insgesamt vier anderen Gletschern gespeist, dem Glacier du Geant, dem Vallee Blanche, dem Glacier du Tacul sowie dem Glacier de Leschaux, die sich zusammen als Mer de Glace in einer Höhenspannweite von 4205 m bis 1531 m über Normal Null talabwärts in Richtung der französischen Ortschaft Chamonix erstrecken. Bis der Glacier de Talefre aufgrund seiner starken Schmelzrate komplett vom Körper des Mer de Glace abgetrennt wurde, zählte er als der fünfte Gletscher, die das Mer de Glace mit Eis versorgten (LE ROY ET AL. 2014; ZUMBÜHL ET AL. 2006). Die Gleichgewichtslinie (ELA) des Mer de Glace liegt bei ca. 2880 m ü. N. N. (LE ROY ET AL. 2014). Abbildung 28 stellt das Gefüge sowie die geographische Lage des Mer de Glace dar.

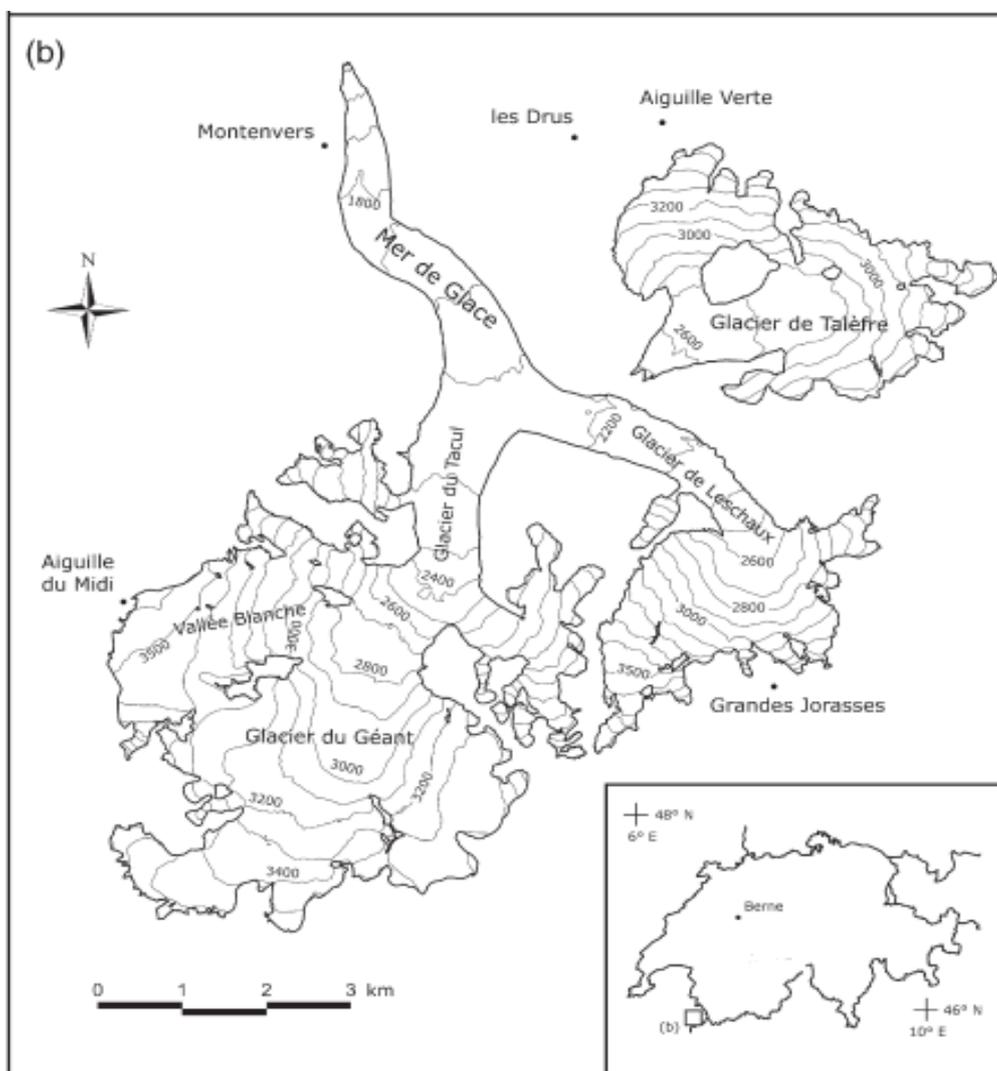


Abbildung 28: Geographische Lage des Mer de Glace, Quelle: Zumbühl et al. (2006)

Das Mer de Glace verhält sich ähnlich wie andere alpine Gletscher. Es reagiert besonders sensibel auf Temperaturveränderungen und ist seit dem Ende der kleinen Eiszeit (Kapitel 2.5.2) Mitte des 19. Jahrhunderts einem kontinuierlichem Massenverlust unterzogen. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts, in den 1920er Jahren und später Anfang der 1950er Jahre hatte das Mer de Glace sein letztes Maximum an Länge erreicht, bevor es ab dann drastisch an Masse verliert. Diese Ausdehnung des Gletschers ist nach *Zumbühl et al. (2008)* auf die klimatischen Bedingungen, die zu Zeiten der LIA vorherrschten, in der Europa über mehrere Jahrhunderte unter überproportional kalten und langen Wintern sowie kühlen Sommer litt, zurückzuführen (ZUMBÜHL ET AL. 2008; SCHÖNWIESE 2914). Abbildung 29 zeigt anhand der Datensätze des WGMS die Fluktuationen der Gletscherfront des Mer de Glace seit Beginn des 19. Jahrhunderts bis heute.

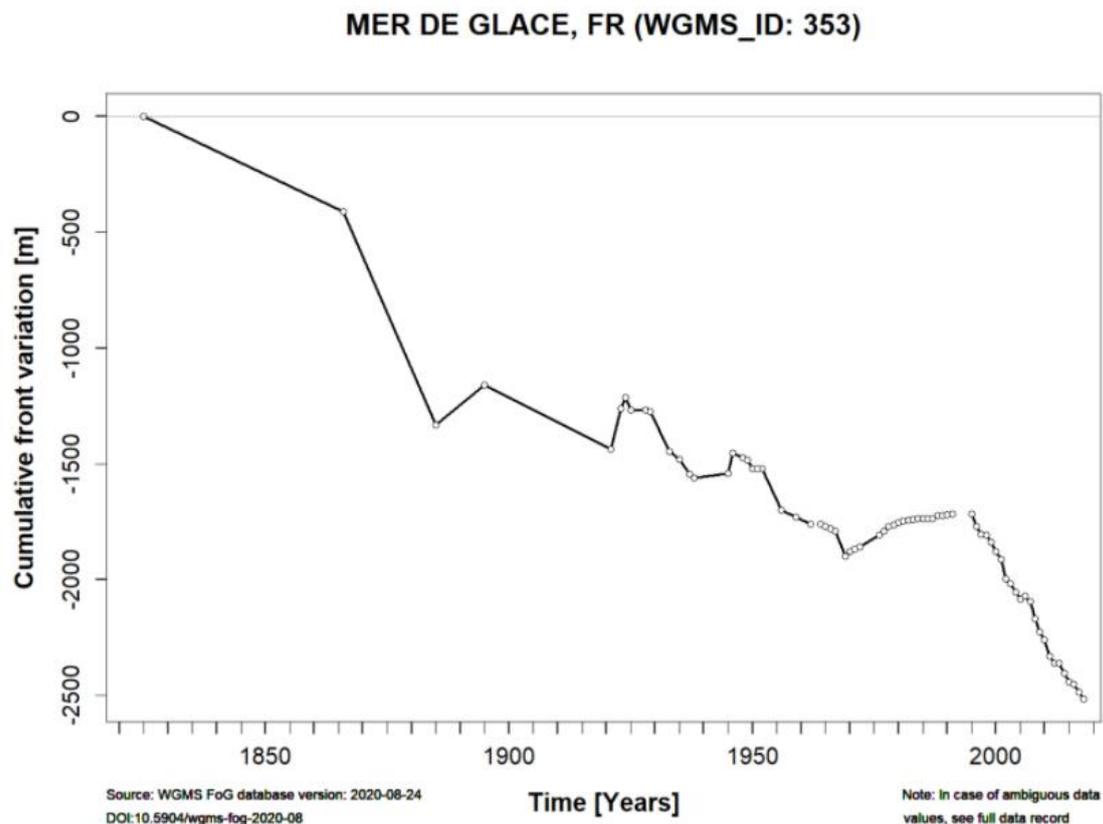


Abbildung 29: Fluktuation der kumulativen Gletscherfront des Mer de Glace 1825 - 2018, Quelle: WGMS Fogbrowser

Das Mer de Glace hatte im 20. Jahrhundert immer wieder Abschnitte kurzweiliger Ausdehnung, jedoch dominiert eindeutig der Rückzug des Gletschers. Seit Ende der 1920er Jahre bis heute hat der Gletscher ca. 2500 m an Länge verloren (WGMS FOGBROWSER). Die Gletschermassenbilanz sowie folglich auch die Gletscherlänge reagieren nach *Zumbühl et al. (2008)* sehr sensibel auf die Veränderungen der Klimaparameter Temperatur und Niederschlag. Zu ähnlichen Ergebnissen führt der Vergleich der Niederschlagsrekonstruktionen, durchgeführt von *Pauling et al. (2006)* sowie die Rekonstruktionen der Temperatur durch *Luterbacher et al. (2004)* (ZUMBÜHL ET AL. 2008; LUTERBACHER ET AL. 2004). Wie in 3.1.1. kurz angesprochen, werden in der Glaziologie neben empirischen Daten ebenfalls gerne historische Daten, wie beispielsweise graphische Darstellungen in Form von Gemälden zur Analyse der Fluktuationen der Gletscherlänge oder der Massenbilanz, sollten diese verfügbar sein, herangezogen (ZUMBÜHL ET AL. 2008). Etwaige historische Daten sind für einige alpine Gletscher vorhanden. *Zumbühl et al. (2008)* haben sich für die Implementierung historischer Photographien in ihrer Arbeit über die Fluktuationen sowohl des Mer de Glace als auch des Unteren Grindelwaldgletschers entschieden.

Abbildungen 29 a und b stellen dar, wie gut historische Daten bei der Evaluierung naturwissenschaftlicher Fragestellungen dienen können, in diesem Fall ein Portrait des Mer de Glace des Künstlers Samuel Birman aus dem Jahr 1823. Im direkten Vergleich darunter ebenfalls das Mer de Glace aus dem Jahr 2005 (ZUMBÜHL ET AL. 2008). Tatsächlich lässt sich der Wandel der Zeit in Bezug auf den Rückgang des Mer de Glace mehr als eindeutig erkennen. Wo im Jahr 1825 die Gletscherzunge noch weit in das Tal nach Chamonix hineinreichte, ist sie heute vom Tal heraus nicht mehr sichtbar.



Abbildung 22: (a) Portrait des Mer de Glace von Samuel Birmann aus dem Jahr 1825 im direkten Vergleich zu einer (b) Fotografie aus dem Jahr 2005 (H. Zumbühl) sowie die Lage der Gletscherzunge ebenfalls aus dem Jahr 2005 (S. Nussbaumer); Quelle: Zumbühl et al. (2008)

### 5.1.3 Gletscherrückgang am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers

Der Untere Grindelwaldgletscher im Berner Oberland zählt zu den Talgletschern der Berner Alpen und ist trotz seiner moderaten Länge von ca. 8 km und einer Fläche von ca. 20,6 km<sup>2</sup> (Stand 2008) im Vergleich zu anderen alpinen Gletschern einer der am meisten dokumentierten der Schweiz. Die Zunge des Unteren Grindelwaldgletschers wird von zwei Eisfeldern genährt, dem Ischmeer sowie dem Fiescher Gletscher, die sich beim Aufeinandertreffen als Unterer Grindelwaldgletscher ins Tal erstrecken. Dies wird in Abbildung 30 graphisch dargestellt.

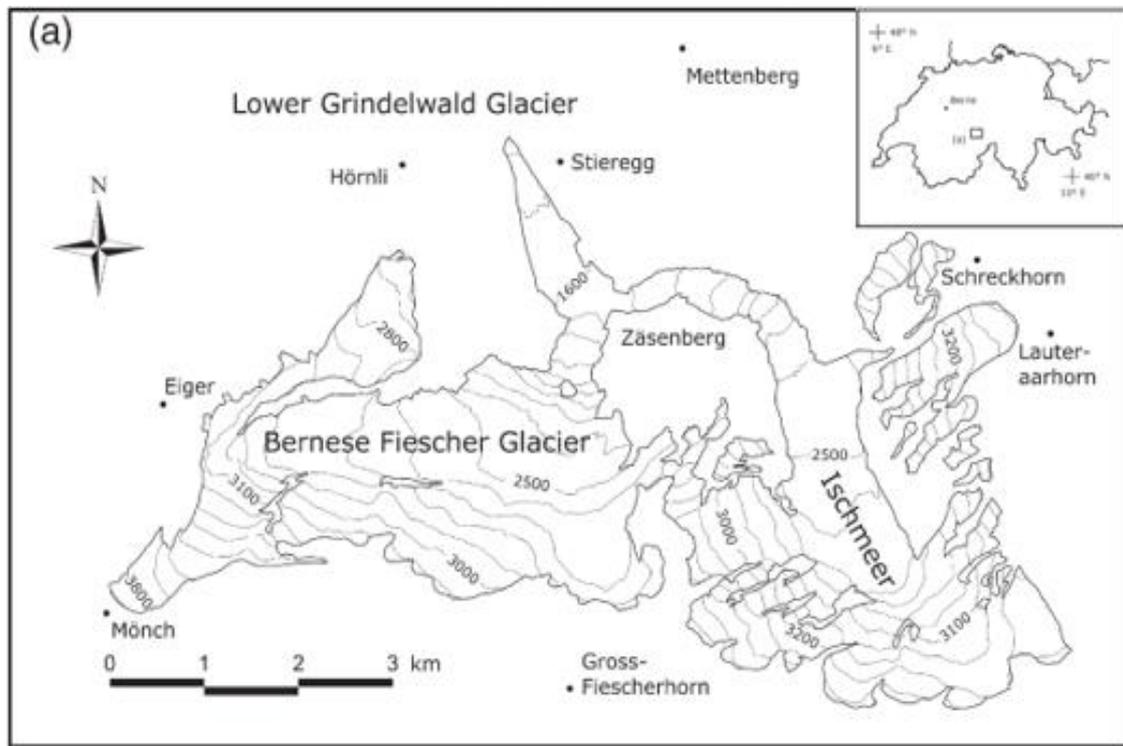


Abbildung 30: Geographische Lage des Unteren Grindelwaldgletschers, Quelle: Zumbühl et al. (2008)

Die Berner Alpen sind ein Gebirgsmassiv der Zentralalpen, das nördlich durch die Aare des Berner Oberlandes und südlich durch das Rhonetal begrenzt wird. Aufgrund seiner Lage ist das Gebiet besonders stark dem Westwind ausgesetzt, der dort zu sehr hohen Niederschlagsraten in den Sommermonaten beiträgt. Die Berner Alpen verfügen daher über eine vergleichsweise niedrige ELA was sie zu

der am meisten vergletscherten Region in den Alpen macht (ZUMBÜHL ET AL. 2008). Nur wenige Kilometer von der Ortschaft Grindelwald entfernt gelegen, zählt der Untere Grindelwaldgletscher aufgrund seiner besonders leichten Zugänglichkeit zu dem am besten dokumentierten und erforschten Gletscher nicht nur in den europäischen Alpen, sondern auch weltweit. Daten über die Fluktuationen seiner Länge stehen Wissenschaftlern seit dem Jahr 1535 zur Verfügung, eine Zeitreihe, die nur für wenige Gletscher vorhanden ist und sich aus wissenschaftlicher Perspektive her besonders gut zur Erschließung von Zusammenhängen des Gletscherverhaltens und des Klimawandels eignet (ZUMBÜHL ET AL. 2008). Wie in Abbildung 31 dargestellt, verfügt das WGMS für das Mer de Glace über einen Datensatz in Bezug auf die Variation der Gletscherlängen des Unteren Grindelwaldgletschers.

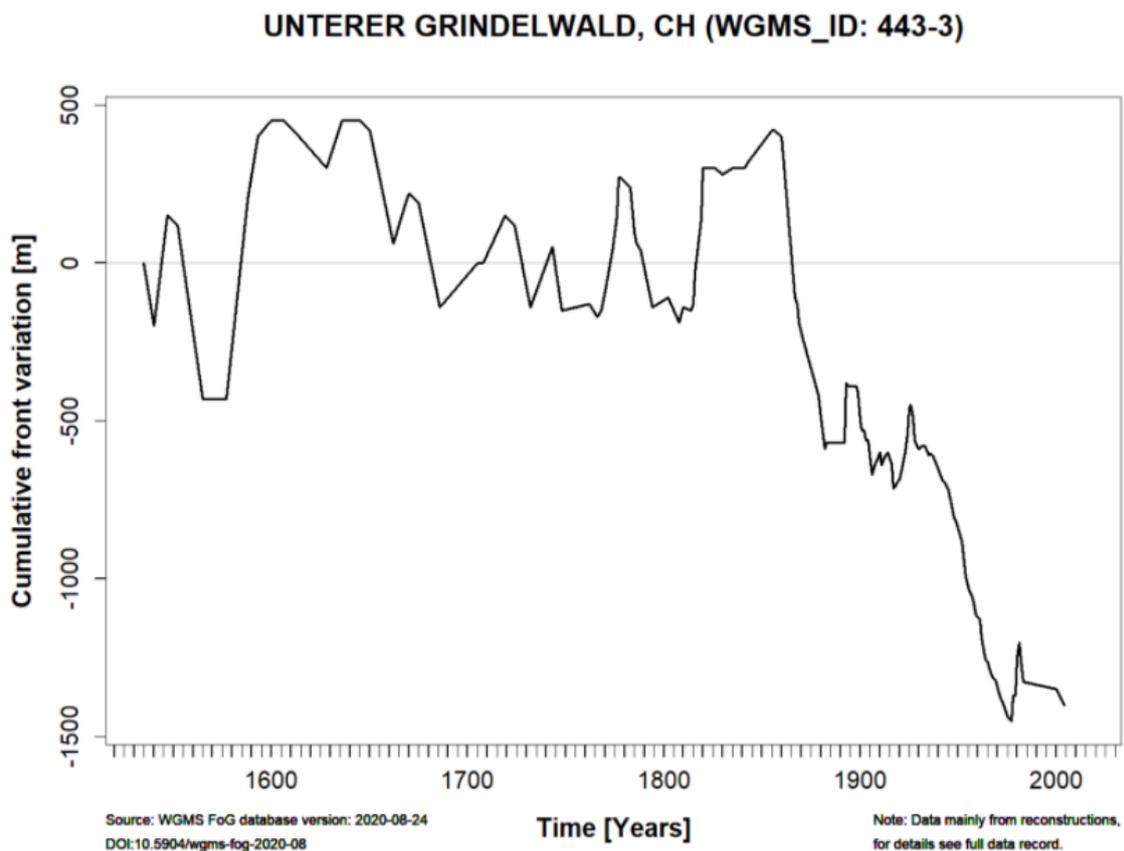


Abbildung 31: Fluktuation der Länge des Unteren Grindelwaldgletschers aus Rekonstruktionen, Quelle: WGMS Fogbrowser

Man kann aus dieser Abbildung sehr gut erkennen, dass sich der Untere Grindelwaldgletscher über mehrere Jahrhunderte hinweg in einer Marge von plus bis minus 500 Metern in seiner Länge bewegt hat. Ebenfalls gut erkennbar ist der letzte Höchststand des Gletschers in den Jahren 1855/1856, der mit dem Ende der kleinen Eiszeit zusammenfällt und dem darauffolgenden rapiden Rückzug bis in die heutige Zeit. Diese Signifikanz des Rückgangs wird in Abbildung 32 besonders gut veranschaulicht.

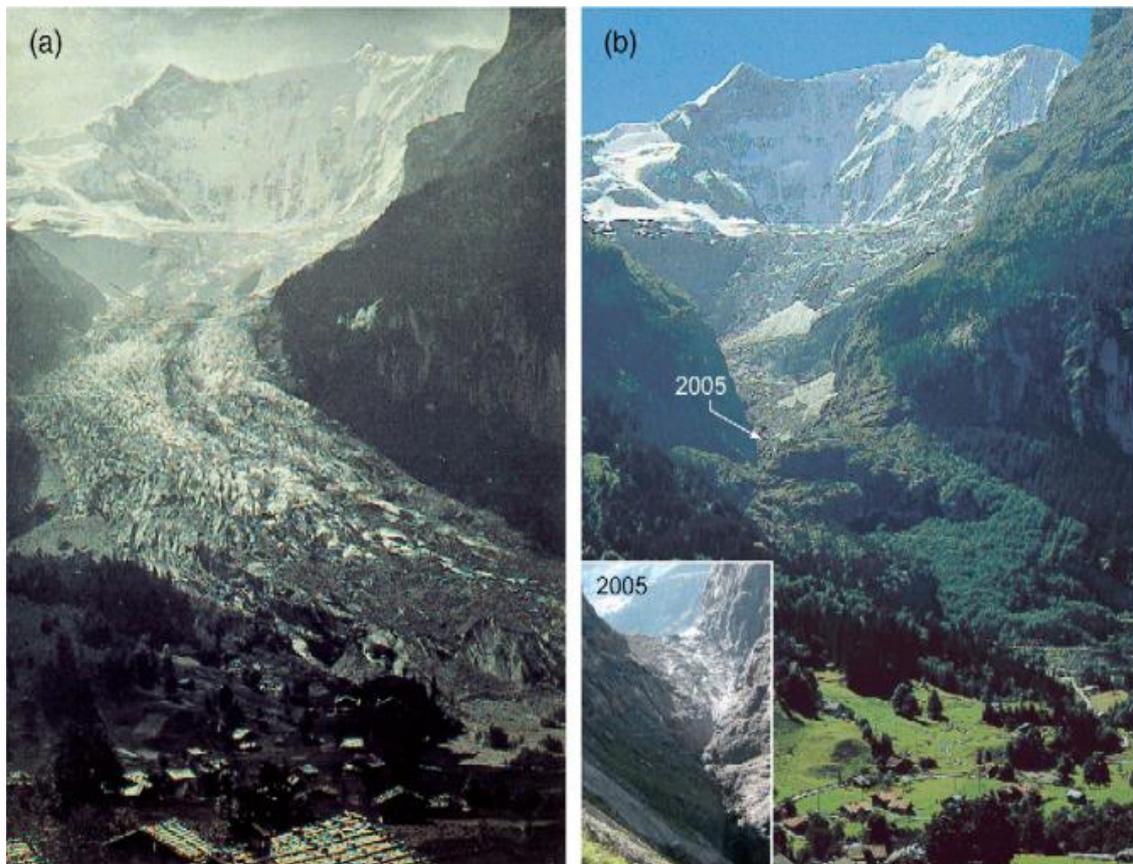


Abbildung 32: (a) Unterer Grindelwald Gletscher fotografiert von Frederic Martens 1858 und (b) fotografiert von H. Zumbühl 2005, Quelle: Zumbühl et al. (2008)

Die Aufnahme von in Abbildung 32 (a) zeigt die Ausbreitung des Gletschers zwei Jahre nach seinem Höchststand, als dieser weit in das Tal bis an die ersten Häuser des Ortes Grindelwald hineinreichte. Zumbühl et al. (2008) haben mit der vorhandenen Zeitreihe der Längenfluktuation des Gletschers sowie mit den Daten klimatischer Parameter von Luterbacher et al. (2004) und Pauling et al. (2006) einen signifikanten Zusammenhang herstellen können, der eine besondere

Sensibilität auf die Temperaturveränderungen aufweist. Veränderungen der Niederschlagsmuster spielen beim Gletscherrückzug eine eher sekundäre Rolle.

#### **5.1.4. Geomorphologische Auswirkungen und Sozialrisiken des Gletscherrückgangs**

Seit dem Ende der LIA sind europäische Gletscher auf dem Rückzug. Durch die andauernde Erderwärmung wird sowohl dieser Gletscherschwund als auch die Degradation des Permafrosts zunehmend beschleunigt. Das wiederum initiiert geomorphologische Prozesse, die das Aussehen sowie das Leben in Gletschergebieten nachhaltig verändern (STOFFEL & HUGGEL 2012, WORN ET AL. 2014). Der Gletscherrückgang bewirkt die Bildungen von Schmelzwasserreservoirs im Gletscher, wobei sich das Gletscherwasser in Mulden sowie an Moränen sammelt. Diese topographischen Voraussetzungen für die Entstehung von sogenannten Gletscherseen wurden durch die Jahrhunderte lang andauernde Vorstöße und Rückzüge der Gletscher geschaffen (STOFFEL & HUGGEL 2012). Durch die Degradation des Permafrosts unterliegt das Hochgebirge zunehmenden Erosionsprozessen. Schwindet der Permafrost, können ganze Felspartien ihren Halt verlieren. In den letzten Jahren haben sich Felsstürze und Murgänge in den Alpen gehäuft (STOFFEL & HUGGEL 2012; BENISTON ET AL. 2018; BALANTYNE 2002). Ein graphisches Beispiel des Klimawandels auf den Gletscherrückgang stellt die folgende Abbildung 33 exemplarisch dar. Die größten Felsstürze kamen hierbei in Regionen des Hochgebirges vor, aber auch die tieferen Lagen, am Gletscher selbst oder am Gletschervorfeld, sind von Massenbewegungen bedroht. Die Felswände werden vom Gletscherkörper gestützt, doch wenn diese Stütze sowie der Eiszement im Gletscherinneren durch den Rückzug des Gletschers fehlen, kommt es zum Abrutschen oder Abfallen der Hang- oder Felsmasse. Auf eine Formel gebracht macht das wärmere Klima die Berge mehr und mehr instabil (STOFFEL & HUGGEL 2012). Der klimabedingte Gletscherrückgang birgt für das Hochgebirge und den umliegenden menschlichen Wohnraum Gefahren. Diese Gefahren, die auf die Gletscherschmelze sowie die Gletscher selbst zurückzuführen sind, werden unter dem Begriff Gletschergefahren geführt und in diesem Kapitel näher beleuchtet (REYNOLDS 2003; RICHARDSON & REYNOLDS 2000).



Abbildung 33: Trift Gletscher im Wandel der Zeit und des Klimawandels. Aufnahme a aus dem Jahr 1948; Aufnahme b aus dem Jahr 2006, das Gletschereis stark weggeschmolzen lässt einen Gletschersee zurück, der eines Monitoring bedarf; Quelle: Stoffel & Huggel 2012

Reynolds (2003) unterscheidet hierbei, wie in Tabelle 4 dargestellt, zwischen drei Gefahrentypen, die jeweils unterschiedlichen Prozessarten sowie einer individuellen Prozessdauer unterliegen (REYNOLDS 2003; MERKL 2015). Da auf die Ursachen fluktuierender Gletscher bereits in dieser Arbeit zur Genüge eingegangen worden ist und Gletschersurges, sogenannte „galoppierende Gletscher“, kein direktes Phänomen des Klimawandels sind, sondern ihr Vorkommen vielmehr auf Gegenden der Erde mit bestimmten klimatischen Charakteristika limitiert ist, wird auf den Gefahrentyp der Veränderung in Gletscherlänge und Gletschervolumina nicht näher eingegangen (BRYNJÓLFSSON ET AL. 2006). Ferner wurde eine ausführliche Definition gravitativer Massenbewegungen bereits in Kapitel 3.4.1 erbracht. Die klimabedingte Degradation des Permafrosts hat einschlägige Auswirkungen auf das Gefährdungspotenzial des Hochgebirges für den Menschen. Im Zuge der Klimaerwärmung, deren Effekt sich besonders in Gebirgsregionen potenziert, ist von einem beschleunigten Auftauen des Permafrosts auszugehen.

Im Hochgebirge ist der Permafrost in Blockgletschern, Permafrostböden, Schutthalden, Gletschermoränen sowie im Felsen der Berge anzutreffen.

Tabelle 4: Gletschergefahren verändert nach Reynolds 2003 und Merkl 2015

<b>GEFAHRENTYP</b>	<b>PROZESS</b>	<b>DAUER</b>
	Eislawine	Minuten
<b>GRAVITATIVE MASSENBEWEGUNGEN</b>	Felssturz/Bergsturz	Minuten
	Murgang	Stunden
<b>GLETSCHERHOCHWASSER (ENGL. GLACIAL FLOOD)</b>	Gletscherseeausbruch (GLOF)	Stunden
<b>VERÄNDERUNGEN IN GLETSCHER-LÄNGE UND GLETSCHERVOLUMINA</b>	Gletscherfluktuation	Jahre/Jahrzehnte
	Gletschersurge	Monate/Jahre

Die Degradation des Permafrosts bewirkt eine Verminderung der Stabilität dieser Oberflächenerscheinungen, was zwangsläufig das Auftreten gravitativer Massenbewegungen beeinflusst (HAEBERLI ET AL. 2016). Verlieren so die einzelnen Partikel eines Blockgletschers den Zusammenhalt, haben beispielsweise natürliche Kanäle, Wildbäche, etc. eine kontinuierliche Speisung mit Geschiebefracht, die bei Starkniederschlagsereignissen oder einer Periode anhaltenden Niederschlags Murgänge initiieren könnte. Schmilzt der natürliche „Kit der Berge“, wie Permafrost ebenfalls genannt werden kann, verlieren Gesteinsblöcke oder ganze Felswände ihren Halt und können als Fels- oder Bergstürze abgehen. Als Gletschergefahren, wie in Tabelle 4 aufgezeigt, treten gravitative Massenbewegungen oftmals im Zusammenspiel mit Gletscherseeausbrüchen auf. Sie dienen dabei oftmals als deren Initiator. Gletscherseeausbrüche, in der Literatur als GLOF (*engl. Glacier Lake Outburst Flood*) bezeichnet, finden im

Hochgebirge aufgrund der fortschreitenden Klimaerwärmung immer mehr Verbreitung. *Worni et al. (2014)* bezeichnen GLOF als „*the event comprising a series of different, often cascading processes*“ (WORNI ET AL. 2014). Durch den Rückzug der Gletscher füllen sich Mulden oder Gletschertaschen mit abfließendem Schmelzwasser, so dass diese bei einer prädestinierten Topographie des Gletschervorfeldes die Bildung von Seen begünstigen können. Mit dem sich erwärmenden Klima nimmt die Gletscherschmelze in vielen Regionen des Hochgebirges immer weiter zu, was gleichzeitig zur Folge hat, dass sich mehr Schmelzwasser zu immer größeren Seen anreichern kann. Begleitet wird die Bildung neuer Gletscherseen von der Hanginstabilität, die einhergehend mit dem Gletscherschwund entsteht, wenn die seitliche Stützkraft des Gletschers auf Moränen oder Felswände schwindet (WORNI ET AL. 2014; STOFFEL & HUGGEL 2012). Folglich steigt die Wahrscheinlichkeit, dass gravitative Massenbewegungen wie beispielsweise Felsstürze den See erfassen, welche dann entsprechende Flutwellen auslösen oder gar zum Dammbbruch und somit zum GLOF führen könnten. Diese plötzlich entstehenden Gletscherseeausbrüche verursachen stetig verheerendere Katastrophen in weiten Teilen der Erde, wie u. a. in den Anden, im Himalaya und im Kaukasus (KERSHAW ET AL. 2005; STOFFEL & HUGGEL 2012; WORNI ET AL. 2014).

Auch in den Schweizer Alpen nimmt in den letzten Jahren aufgrund der Klimaerwärmung die Bildung von Gletscherseen und folglich die Gefahren, die ein potenzieller GLOF mit sich bringen kann, stetig zu (STOFFEL & HUGGEL 2012). Um Wissen über das Verhalten von GLOFs zu gewinnen sowie deren Schadenspotenzial bestmöglich zu eruieren, versucht die Wissenschaft mit Hilfe von physikalischen und empirischen Zusammenhängen historische GLOFs zu rekonstruieren, um Modellierungen zukünftiger GLOFs bestmöglich darstellen zu können. Hierzu bedarf es einer detaillierten Beobachtung der individuellen Chronologie der komplexen Prozessabläufe, die ein GLOF mit sich bringt. Jeder einzelne Prozessabschnitt bedarf einer detaillierten Analyse der internen und externen Einflussfaktoren sowie schlussendlich einer Modellierung (WORNI ET AL. 2014; WESTOBY ET AL. 2014). Eine Übersicht über die Prozesskette eines GLOFs hat *Worni et al. (2014)* erstellt und kann aus Abbildung 34 entnommen werden. Ob ein Gletschersee das Potenzial birgt auszubrechen, hängt primär von seiner Anfälligkeit ab, einen Dammbbruch zu erleiden sowie dessen Exposition zu

auslösenden Faktoren (WORN ET AL. 2014). Die Prozesskette eines GLOFs aus Abbildung 34 wird im Folgenden beschrieben und bezieht sich auf die Attribute, die auf einen Moränendamm zutreffen. Dieser besteht aus Moränen- Eis- Fels- Schutt- und Geröllmaterial. Andere Dämme bestehen beispielsweise aus Felsmaterial (sogenannte Felsdämme), Eisdämmen, Dämmen vorangegangener gravitativer Massenbewegungen oder künstliche, durch den Menschen erbaute Staudämme (SCHAUB ET AL. 2013; REYNOLDS 2003).

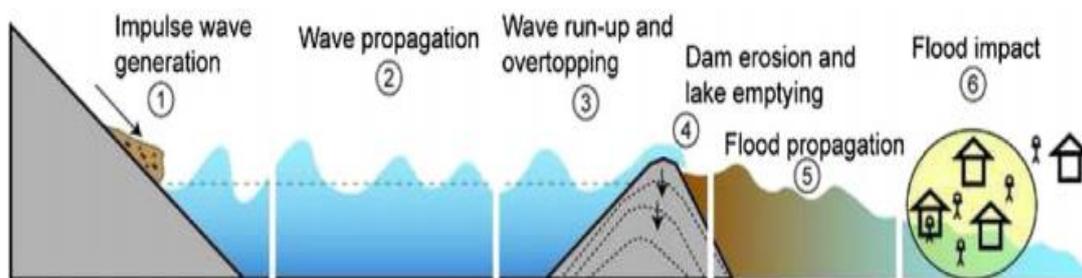


Abbildung 34: Darstellung einer typischen Prozessabfolge eines GLOF. 1. Initiierung einer Impulswelle 2. Wellenverbreitung 3. Wellenüberlauf 4. Dammerosion und Seeentleerung 5. Ausbreitung der Flutwelle 6. Flutwelle trifft auf Bevölkerung; Quelle: Worni et al. (2014)

### I. Initiierung einer Impulswelle

Die Einleitung eines Gletscherseeausbruchs kann sowohl durch das Triggern einer Impulswelle erfolgen, als auch durch eine interne Erosion des Gletscherdamms. Worni et al. (2014) geht gemäß Abbildung 34 grundsätzlich davon aus, dass selbst instabile Dämme einen externen Trigger benötigen. Vor allem sind das gravitative Massenbewegungen, aber auch Starkniederschläge, Schneeschmelze und Erdbeben können einen Seeausbruch einleiten. Starkniederschläge sowie Schneeschmelze bedingen dabei nicht direkt eine Schwallwelle, vielmehr kann der See mit der hohen Menge an Wasser am Damm überschwappen oder starken Druck auf ihn aufbauen, was wiederum die Dammerosion fördert oder sogar ein Dammversagen herbeiführen kann (WORN ET AL. 2014; WESTOBY ET AL. 2014). Gravitative Massenbewegungen, wie Berg- oder Felsstürze und Eislawinen gelten in der allgemeinen Literatur als die häufigsten Trigger von Impulswellen. Dabei hängt die Mächtigkeit der Schwallwelle und somit ihre Wirkung auf den Damm von der Größe der Felsmasse, deren Einfallwinkel sowie Fallhöhe ab. Bei der Modellierung

des Initiierungsprozesses hängt der Schwierigkeitsgrad von der Art des Einflussfaktors ab. Obwohl seismische Aktivitäten nur schwer eine Vorhersage erlauben, dürfen sie keinesfalls aus der Modellierung ausgeschlossen werden. Ähnlich verhält es sich mit der Prognose von meteorologischen Faktoren. Auf Grundlage von digitalen Gelände- bzw. Höhenmodellen kann allerdings das Wasservolumen ermittelt werden, das ein Gletschersee im Stande ist zu fassen (WESTOBY ET AL. 2004). Wird die Wasseroberfläche von einer gravitativen Massenbewegung erfasst, kann, mit Hilfe der Ermittlung der Hangneigung, der Fallhöhe, der einschlägigen Masse bzw. des Volumens sowie der Geschwindigkeit das verdrängte Wasservolumen und somit die Schwallwelle ermittelt werden (HUGGEL ET AL. 2004A; WESTOBY ET AL. 2014).

## II. Wellenverbreitung

Nachdem eine oder mehrere Schwallwellen durch externe Einflussfaktoren induziert wurden, breiten sie sich über den gesamten See aus. Dabei hängt ihre Dimension sowie ihre potenzielle Schadenswirkung zum einen von der Größe, Geschwindigkeit und des Einfallwinkels des in den See gefallen Materials ab und zum anderen vom Wasservolumen des Sees und seiner Tiefe. (WESTOBY ET AL. 2014).

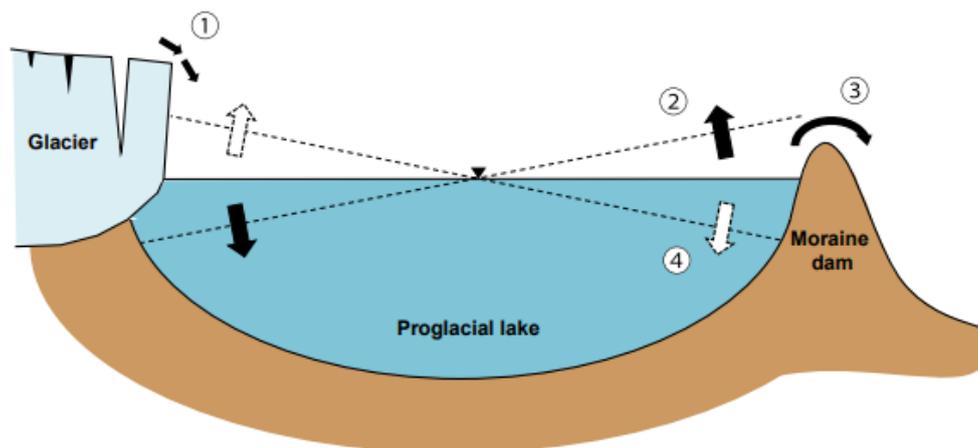


Abbildung 35: Prozessabfolge einer "standing wave" bzw. "seiche": 1 Eindringen eines externen Körpers ins das Seesystem, 2 Mobilisierung der Wassersäule, 3 Überlaufen des Dammes, 4 wiederholte, aber abgeschwächte Schwingungen der Wassersäule; Quelle: Westoby et al. (2014)

Westoby et al. (2014) unterscheiden zwischen zwei Wellenarten, der „*solitary displacement wave*“, einer Welle, die kaum Tiefe annimmt und sich an der Wasseroberfläche limitierend fortbewegt sowie der „*standing wave*“ oder „*Seiche*“. Eine „*seiche wave*“ entsteht, wenn sowohl das Volumen als auch die Einfallgeschwindigkeit eines externen Gesteins- oder Eiskörpers groß genug sind, um die gesamte Wassersäule des Sees zu mobilisieren und zum Überlaufen zu bringen, wie in Abbildung 34 veranschaulicht wird (WESTOBY ET AL. 2014).

### III. Wellenüberlauf

Abhängig von den Attributen des externen Eintrittskörpers (unter Wellenverbreitung) kann die mobilisierte Wassersäule auf den Moränendamm auflaufen und ihn sogar überlaufen, wie der Abbildung 35 zu entnehmen ist. Ein wiederholtes Überlaufen ist ebenfalls möglich. In allen Fällen wirken enorme Erosionskräfte auf den Damm, die ein sofortiges oder zeitlich versetztes Dammversagen einleiten können (WESTOBY ET AL. 2014).

### IV. Dammerosion

Die Stabilität eines Moränendamms hängt in erster Linie von seiner Geometrie, Materialbeschaffenheit- und Verteilung sowie dem Innenleben ab. Der Zustand der internen Struktur ist ein maßgeblicher Aspekt für die Risikobewertung eines potenziellen GLOFs bzw. der Wahrscheinlichkeit des Eintritts eines Dammversagens (WORNI ET AL. 2014). Es hängt davon ab, aus welchem Material und Korngröße das Moränenmaterial, das dem See als Damm dient, besteht und wie Schutt und Geröll im Inneren verteilt sind. Um einen wichtigen Aspekt erneut aufzugreifen spielt hier der Permafrost ebenfalls eine nicht unwesentliche Rolle. Der Tauprozess führt unweigerlich zu einer Destabilisierung der internen Teilchen untereinander, da der Eiszement, der sie zusammengehalten hat, fehlt (STOFFEL & HUGGEL 2012; WORNI ET AL. 2014; WESTOBY ET AL. 2014). Wird nun eine Mobilisierung des Seewassers eingeleitet oder nimmt der Wasserpegel aufgrund von Starkniederschlag oder Schmelzschüben zu, übt dies einen physikalischen Druck auf den Moränendamm aus. Feines Sedimentmaterial wird dabei zu allererst aus der Dammstruktur erodiert und kleine Kanäle entstehen. Diese wirken zusätzlich unterstützend auf die Destabilisierung des Dammes. Kann der Moränendamm dem

hydrophysikalischen Druck, der auf ihn einwirkt, nicht mehr Stand halten, wird ein Dambruch eingeleitet. Dies führt zu einem stärkeren Abfluss und einer Erhöhung der hydrodynamischen Kräfte auf den Damm, der sich nunmehr zunehmend vergrößert. Ein irreversibler Prozess, der zu einer teilweise oder gar vollständigen Entleerung des Gletschensees führen kann (WORNİ ET AL. 2014).

#### V. Ausbreitung der Flutwelle

Eine initiierte Flutwelle, die eigentliche GLOF, entwickelt auf ihrem Weg talabwärts enorm desaströse Kräfte. Die mit Sediment gespeiste Flutwelle geht dabei meist als stark viskose Flut oder wie *Worni et al. (2014)* es nennen, als „*hyperconcentrated flood*“, die sich im weiteren Verlauf zu einem Murgang entwickeln kann, ins Tal hinunter (WORNİ ET AL. 2014). Solche Flutwellen sind durch eine sehr hohe Magnitude gekennzeichnet und können Millionen Kubikmeter Wasser vermischt mit Geschiebefracht in einer relativ kurzen Zeitspanne, die von Minuten bis zu Stunden reichen kann, über weite Distanzen transportieren (HUGGEL ET AL. 2004A; HAEBERLI ET AL. 2017).

#### VI. Flutwelle trifft auf Bevölkerung

Trifft ein GLOF auf Siedlungen beziehungsweise Infrastrukturen, hat das oftmals katastrophale Auswirkungen auf die Bevölkerung. Das beweisen einige GLOFs aus jüngster Vergangenheit, die Zerstörung von Häusern, Schäden an der Infrastruktur sowie Todesopfer nach sich zogen (siehe auch das nachfolgende Kapitel). Um die Auswirkungen eines GLOF auf die umliegende Bevölkerung so gering wie möglich zu halten bzw. sie sogar gänzlich zu vermeiden, bedarf es einer präzisen Analyse und Modellierungen der einzelnen Stationen der Prozesskette, die ein GLOF umfasst. Nur so kann ein optimales und adäquates Risikomanagement entwickelt und angewendet werden (WORNİ ET AL. 2014). Gletscher- und moränengedämmte Seen sowie gravitative Massenbewegungen sind im Zusammenhang mit dem degradierenden Permafrost und dem voranschreitenden Klimawandel eine starke Bedrohung für den Menschen (STOFFEL & HUGGEL 2012). Dies gilt sowohl für die umliegende Bevölkerung als auch für die außerhalb des Hochgebirges Lebenden.

Zwar sind Siedlungen, die im Einzugsgebiet der hochalpinen Gegenden liegen, direkt von den Naturgefahren betroffen, anderen und weiter entfernte jedoch ebenfalls, wenn nämlich durch stärkere Schmelze mehr Wasser in den Flüssen geführt wird, die dann periodisch zu Hochwasser führen können oder sich auf den Tourismus auswirken. Die zunehmende Bevölkerungsdichte in und um Hochgebirgsregionen steigert das Gefahrenpotenzial, das von Gletscherseeausbrüchen und anderen alpinen Naturgefahren ausgeht und macht ein optimales Risikomanagement unverzichtbar. Wie gravitative Massenbewegungen und Gletscherseen sich direkt auf den Menschen auswirken können bzw. welcher potenziellen Gefahr der Mensch ausgesetzt sein kann, wird in den nächsten beiden Abschnitten anhand des Unteren Grindelwald Gletschers näher betrachtet (WORNI ET AL. 2014; WESTOBY ET AL. 2014; HUGGEL ET AL. 2004A).

#### **5.1.4.1. Gletscherseeausbruch am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers**

Geographische Eigenschaften sowie Eckdaten zum Unteren Grindelwaldgletscher wurden bereits in Kapitel 3.1.3 erfasst und sollen von dort aus entnommen werden. Den letzten Höchststand erfuhr der Untere Grindelwaldgletscher zum Ende der LIA Ende des 19. Jahrhunderts, als Eiskörper des Gletschers bis weit ins Tal hineinreichten (siehe Abbildung 32). Im Zuge des sich erwärmenden Klimas musste der Gletscher im Laufe der Zeit ca. 1 km an Länge und ca. 1,56 km<sup>3</sup> an Volumen einbüßen (WERDER ET AL. 2010). *Stoffel & Huggel (2014)* sprechen sogar von einem Verlust der Eisdecke an der Gletscherfront selbst von ca. 60 – 80 m zwischen den Jahren 1985 und 2000. Die topographischen Eigenschaften des Gletscherbetts sowie einige Ereignisse gravitativer Massenbewegungen führten zu einer erstmaligen Seenbildung im Jahr 2005

(STOFFEL & HUGGEL 2012; WERDER ET AL. 2010). Der junge See füllte sich auch die nächsten Jahre kontinuierlich mit Schmelzwasser des Gletschers und der jährlich stattfindenden Schneeschmelze (OBERINGENIEURKREIS I). Im Mai 2008 kam es zum ersten plötzlichen Seeausbruch, als der See im Frühjahr durch Schmelzwasser auf ein Volumen von 1,3 Millionen m<sup>3</sup> heranwuchs und sich dann plötzlich innerhalb weniger Stunden entleerte (STOFFEL & HUGGEL 2012). Die Flut erreichte dabei eine

maximale Abflussmenge von  $111 \text{ m}^3$  pro Sekunde und bahnte sich ihren Weg durch die Gletscherschlucht, wo sie eine enorme Menge an Sediment aufnahm, ehe sie sich in die Weiße Lutschine ergoss und durch ihre starke und turbulente Strömung zahlreiche Überschwemmungen und Ufererosionen weiter stromabwärts herbeiführte (WORNİ ET AL. 2014). Ein Jahr darauf, im Mai 2009, füllte sich der Gletschersee erneut in hoher Geschwindigkeit auf nunmehr 2,5 Millionen  $\text{m}^3$  Schmelzwasser, doch fand ein erneuter GLOF nicht statt (OBERINGENIEURKREIS I). Der Grund für die Bildung des Gletschersees ist auf eine sogenannte Riegelbildung zurückzuführen, die als Folge des Gletscherrückgangs eingetreten ist und deren schematische Abfolge in Abbildung 36 dargestellt ist.

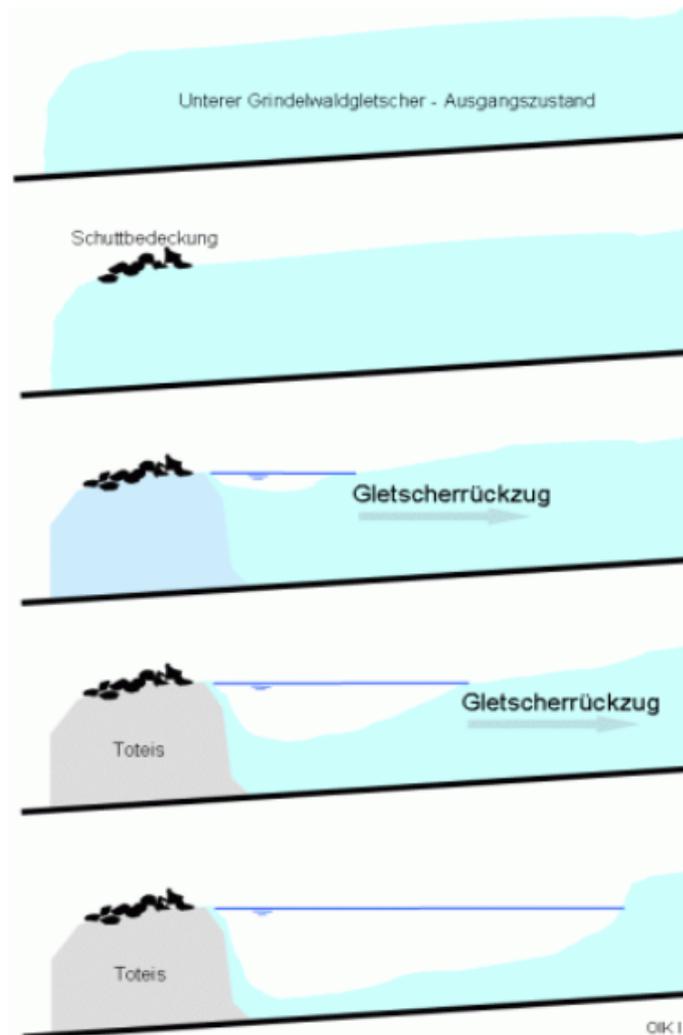


Abbildung 36: Schematische Darstellung einer Riegelbildung am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers; Quelle: Oberingenieurskreis I

Der relativ schnelle Rückzug des Gletschers seit Ende der LIA bewirkte eine Instabilität beider Talflanken, da sie die stützende Wirkung des Gletscherkörpers zunehmend verloren. Daraus resultierten immer wieder Felsstürze, die die Gletscherzunge des Unteren Grindelwaldgletschers mit einer Schuttdecke überlagerten. Der mit Geröll und Felsmasse bedeckte Teil der Gletscherzunge wird konserviert und vor dem Abschmelzen geschützt, der restliche Teil des Gletschers hingegen schmilzt ab und bildet mit der Zeit ein Becken. Der bedeckte Teil des Gletschers verliert somit den Anschluss an die Gletscherzunge und wird aufgrund der Konservierung zu Toteis. Jedes Frühjahr zur Schneeschmelze füllt sich das Becken erneut vermehrt mit Schmelzwasser und wird so zum Gletschersee. Mit der Befüllung und der sukzessiven Steigerung des Seespiegels nimmt der Druck, den das Wasser auf den Untergrund ausübt, stetig zu, bis letztlich das Material nachgibt und sich Risse bilden. Der Seeinhalt wird so langsam durch die entstandenen Risse und Rillen über den unterliegenden Basiskanal in die Gletscherschlucht und Weiße Lütschine entleert, wie auch aus Abbildung 37 ersichtlich wird (OBERINGENIEURKREIS I).



Abbildung 37: Schematisches Längsprofil des Unteren Grindelwaldgletschers und graphische Darstellung der natürlichen Entwässerung des Gletschersees; Quelle: Oberingenieurkreis I

Durch Eis und Schutt kann sich das Entwässerungssystem, das den Gletschersee mit dem Basiskanal verbindet, verschließen und den Abfluss verhindern. Der so hervorgerufene Rückstau führt zu einer erneuten Seebildung sowie des damit einhergehenden Druckaufbaus auf den Untergrund. Im Fall des GLOF im Jahr 2008 kam es zu einem abrupten Aufbrechen des unterirdischen Abflusses, das zur schlagartigen Entleerung des Sees führte (OBERINGENIEURKREIS I). Um das Risiko

zukünftiger GLOFs ausgehend vom Gletschersee des Unteren Grindelwaldgletschers zu minimieren, wurde im Jahr 2009 mit der Errichtung eines Schrägstollens zur zusätzlichen Entwässerung des Gletschersees begonnen, der 2010 fertiggestellt worden ist. Mit einer Länge von 2 Kilometern stellt dieser einen Kanal zwischen dem Gletschersee und der Gletscherschlucht dar, der so positioniert ist, dass das Seevolumen auf maximal 500 000 m<sup>3</sup> Wasser ansteigen kann, ehe es über den Stollen in die Gletscherschlucht abgeführt wird (OBERINGENIEURKREIS I).

#### **3.1.4.2 Gravitative Massenbewegungen am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers**

Der Untere Grindelwaldgletscher ist für die Analysen geomorphologischer Prozesse aufgrund seines besonders schnellen Rückzugs von größtem Interesse. Im Zuge der globalen Klimaerwärmung zog sich der Gletscher immer weiter zurück und ließ die Seitentäler sowie Moränen ohne stabilisierende Stütze zurück. Das Resultat sind Fels- und Hangpartien, die ihren lateralen Halt verlieren und in Form gravitativer Massenbewegungen ins Gletscherbett stürzen. Im Fall des Unteren Grindelwaldgletschers kann auf zwei prominente Beispiele des Hangversagens zurückgeblickt werden. Durch die fehlende Stütze des Gletschers begann sich im Jahr 2006 ein Felspaket von insgesamt 2 Millionen m<sup>3</sup> von der Seitenwand der sogenannten „Schlossplatte“ des Unteren Grindelwaldgletschers zu lösen und in mehreren Einzelereignissen ins Gletscherbett zu stürzen. Wiederkehrende Frost-Tau-Prozesse des Permafrosts sowie Niederschlag erodierten sukzessive die Felspartien zusätzlich (WERDER ET AL. 2010; OBERINGENIEURKREIS I). Abbildung 38 stellt dazu eine systematische Prozessabfolge des Felssturzes der Schlossplatte dar (WERDER ET AL. 2010).

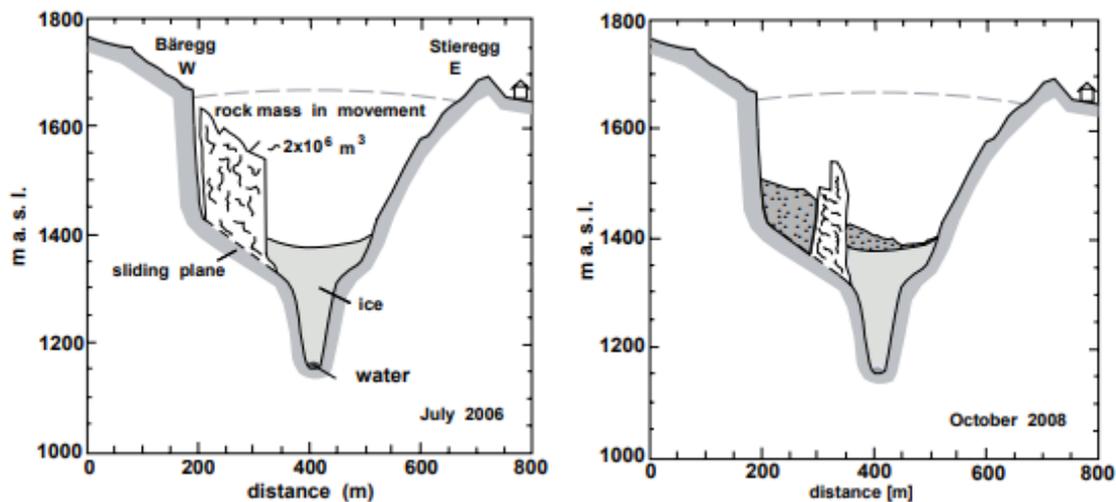


Abbildung 38: Entwicklung der instabilen Felsmasse der Schlossplatte im Vergleich 2006 zu 2008; Quelle: Werder et al. 2010

Die Sturzaktivität der Schlossplatte fand ihren Höhepunkt in den Sommermonaten 2008, als spektakuläre Felsstürze ins untere Gletscherbett niedergingen, wie in Abbildung 39 dargestellt ist.



Abbildung 39: Felssturzaktivität der Schlossplatte in 2008; Quelle: (Oberingenieurkreis I)

Einem aktiven Risiko unterlag die Bevölkerung damals zu keinem Zeitpunkt, da man auf Grund seiner Disposition von keiner direkten Felssturz-Gefahr auf den Menschen oder Infrastruktur ausgehen konnte. Indirekt beeinflusst die Sturzmasse bis heute den darunter gelegenen Gletschersee, dessen Fels- und Schuttablagerungen den Damm am Toteisriegel weiter stützen und erhöhen (OBERINGENIEURKREIS I). Ein weiteres Gefahrenpotenzial-Beispiel, das gravitative

Massenbewegungen beinhaltet, sind die Rutschungen an der Stiereggmoräne am Unteren Grindelwaldgletscher. Der Gletscherrückzug seit Ende der LIA führte im Jahr 2005 sukzessive zu einem Stabilitätsverlust einer relativ steilen Seitenmoräne, die dann in einem Moränenabbruch endete. An der Moränenkante stand zu diesem Zeitpunkt eine im Jahr 1952 errichtete Schutzhütte, um die herum sich im Jahr 2005 Risse bildeten. 13 Tage nachdem man auf die ersten Risse aufmerksam wurde, stürzten insgesamt  $650\,000\text{ m}^3$  Boden- und Gesteinsmaterial samt Hütte in den darunterliegenden Gletscher ab (KAWA 2015). Die folgende Abbildung 40 hält die Entwicklung der Stiereggmoräne fest. Der Rutschprozess an sich erfolgte sukzessive in kleineren Rutschungsereignissen und verläuft bis heute weiterhin in einzelnen Schüben.

Im Mai 2009 entdeckte man dann erneute Risse an der Moränenabbrisskante, die innerhalb weniger Tage und in mehreren Abbruchschüben in einem Gesamtverlust von  $500\,000 - 800\,000\text{ m}^3$  an Moränenmasse kulminierten. Experten gingen zum damaligen Zeitpunkt von einer Schwallwelle aus, die das Potenzial in sich trug, den Damm des darunterliegenden Gletschersees zu überrollen und somit einen GLOF auszulösen, der eine erhebliche Gefahr für die Bevölkerung Grindelwalds hätte darstellen können. Der letztendliche Hauptabbruch der Moränenkante endete dann nicht so verheerend, wie von den Experten zuerst vermutet. Die durch das Rutschmaterial verursachte Flutwelle schwappte nicht über den Gletscherdamm, so dass der Bevölkerung die extremen Auswirkungen einer GLOF erspart blieben (KAWA 2015).



Abbildung 40: Stieregg hütte vor dem Moränenabbruch 2015; Quelle: KAWA (2015)

Die hier aufgeführten Beispiele zeigen die Empfindlichkeit des Hochgebirges gegenüber dem Klimawandel. Diese Fragilität des Hochgebirges lässt sich ebenso auf die Wechselwirkung von Mensch und Natur projizieren. Naturgefahren, egal ob GLOFs, gravitative Massenbewegungen, Starkniederschlag, degradierender Permafrost etc. sind sowohl Zubehör der Vergangenheit, der Gegenwart und werden auch ein wesentlicher Bestandteil unserer Zukunft sein. Es wird zukünftig der Politik in Kooperation mit entsprechenden Experten obliegen, eine bestmögliche Gefahrenerkennung und Einschätzung zu ermöglichen, um ein adäquates Risikomanagement für potenziell gefährdete Regionen, Menschen und Infrastrukturen zu garantieren.

### **5.1.5 Auswirkungen auf das lokale Klima der Alpen**

Charakterisiert durch eine starke topographische Variabilität - ein ausgedehntes Tiefland, tiefe Täler sowie Höhenunterschiede von fast 5000 m ü. N. N. -, stellen die Alpen ein markantes Merkmal des europäischen Kontinents dar. Sie bilden die Grenze zwischen dem Mittelmeerraum und den Klimazonen des Nordatlantiks. Daher wird das Klima der Alpen stark von den großräumigen atmosphärischen Prozessen des Nordatlantiks sowie den warmen Luftpaketen des Mittelmeerraums beeinflusst (GOBIET ET AL. 2013; LUTERBACHER ET AL. 2004; SPÄTL ET AL. 2009). Aufgrund seines Einflusses auf verschiedene natürliche wie auch sozioökonomische Sektoren, ist das alpine Klima für die Wissenschaft sowie das zukünftige Risikomanagement von größtem Interesse (GOBIET ET AL. 2013). Das Ende der LIA um die Jahrhundertwende läutet im Alpenraum einen spürbaren Wandel ein. Die Temperatur steigt Schritt um Schritt an, die Gletscher sind einem rapiden Rückzug unterzogen und der Mensch ist den damit verbunden Risiken alpiner Naturgefahren mehr und mehr ausgesetzt. Wie genau sich das alpine Klima in den letzten Jahren und Jahrhunderten entwickelt hat und mit welchen Herausforderungen zukünftig gerechnet werden muss, wird im Folgenden beschrieben.

Die LIA, eine Kälteperiode, die in Europa und im Alpenraum zwischen 1550 und 1900 durch periodische Veränderungen der Erdbahnparameter, vulkanische Aktivitäten sowie durch klimatische Rückkopplungsmechanismen verursacht

wurde, zeichnete sich über mehrere Jahrhunderte hinweg im Vergleich zu heute mit überwiegend kühleren Sommern sowie kälteren Wintern aus (ILYASHUK ET AL. 2018; SCHÖNWIESE 2019). Verschiedene Methoden der Paläoklimaforschung, wie beispielsweise die Dendroklimatologie, Eisbohrkerne oder die Paläolimnologie ermöglichen die Bildung von Rekonstruktionen der vergangenen Klimata. *Ilyashuk et al. (2018)* konnte anhand der Überreste von Zuckmückenlarven (Chironomidae) in Seesedimenten sowie durch die Kombination unterschiedlicher paläoklimatologischer Rekonstruktionsmethoden die Temperaturunterschiede, die während der LIA und dem Jahrtausendwechsel in Europa vorherrschten, analysieren. Die Larven der Zuckmücken können nur innerhalb eines kleinen Temperaturspektrums überleben, was sie zu einem profunden Indikator von Umweltveränderungen macht. Die in Abbildung 41 dargestellten Graphiken umfassen die Temperaturanomalien im Juli einer Rekonstruktion auf Grundlage von Überresten der Zuckmücken-Larven des Mutterbergersees in Österreich. Die Anomalien beziehen sich dabei auf eine ermittelte Juli-Durchschnittstemperatur von 7,5 °C in einer Zeitspanne von 700 Jahren (Abbildung 41 a), die den Temperatursturz während der LIA maßgeblich repräsentieren. Klar zu identifizieren ist gleichermaßen der enorme Temperaturanstieg seit dem Ende der LIA bis zur Neuzeit. Vervollständigt wird Temperaturrekonstruktion mit der Implementierung der Kendall-Theil-Robust-Line, einer statistischen Methode zur Ermittlung der Steigung einer Trendlinie, die besonders robust gegenüber Ausreißern ist (Abbildung 41 b). In dieser Graphik ist die abrupte Zunahme der Temperatur ab dem Ende der LIA eindeutig erkennbar, was wiederum den Bericht des IPCC und der allgemeinen Klimafrage untermauert. Zudem wurden die Ergebnisse der Temperaturrekonstruktion mit denen anderer paläoklimatologischer Methoden verglichen, die allesamt denselben Trend aufweisen (ILYASHUK ET AL. 2018). Dieser deutlich starke Temperaturanstieg aus Abbildung 41(b) seit dem Ende der LIA bis heute markiert gleichzeitig den Einfluss des anthropogenen Einflusses auf das Klima. Noch nie waren die Durchschnittstemperaturen in Europa höher und noch nie erfuhren sie einen dermaßen rasanten Anstieg wie in der heutigen Zeit. Das IPCC hat in seinem Bericht aus dem Jahr 2007 (AR4) verschiedene Klimaszenarien, basierend auf

Prognosen u. a. vom anthropogenen Umgang mit Treibhausemissionen bis zum Jahr 2100 vorgestellt.

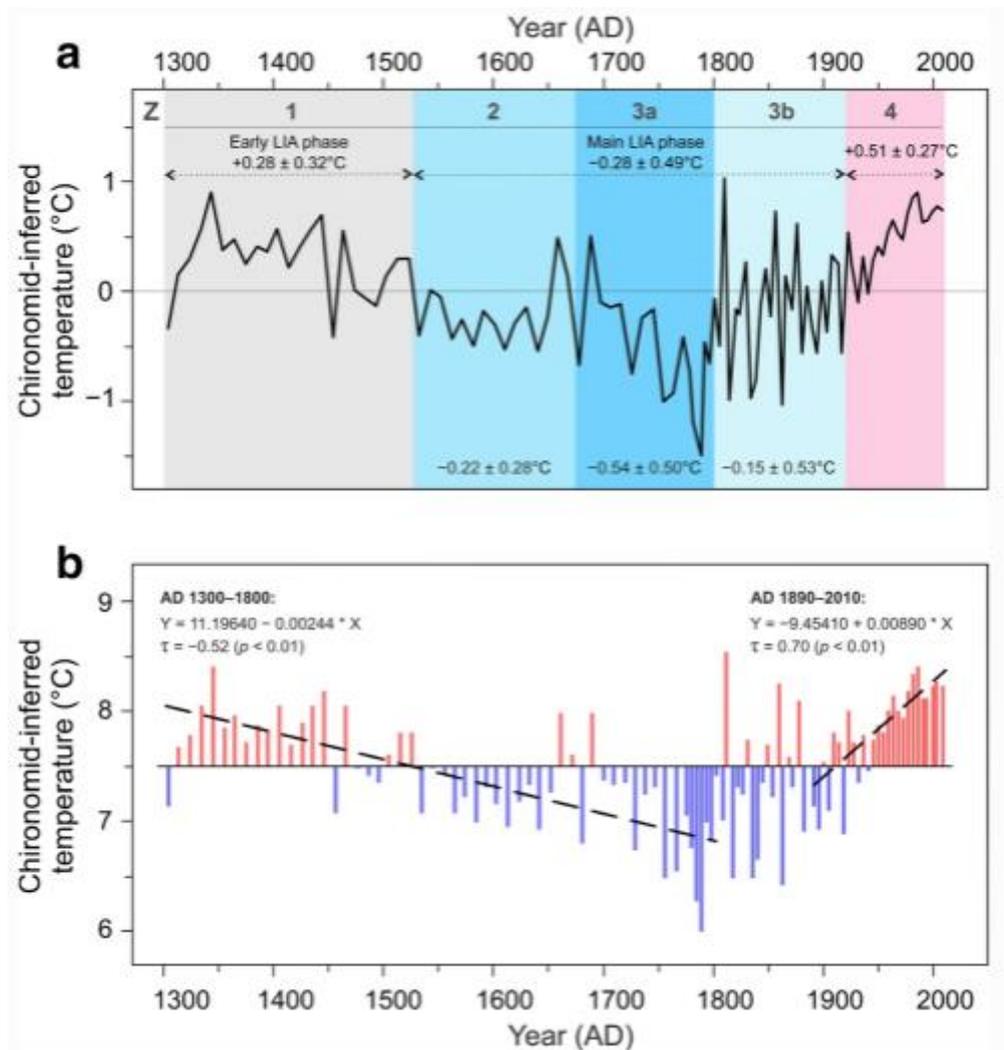


Abbildung 41: Anomalien der Juli Mitteltemperatur am Mutterbergersee (AUT), (a) Anomalie der Juli Mitteltemperatur basierend auf einem 700 Jahre Mittel von 7,5°C, (b) Kalkulierter Trend unter der Anwendung der Kendall-Theil Regression; Quelle: Ilyashuk et al. (2018)

Abbildung 42 beschreibt die Evolution der Temperatur in Europa anhand dreier Emissionsszenarien. Die sich daraus resultierenden Werte sollen in Abhängigkeit der einzelnen Szenarien, die klimatologische Zukunft prognostizieren sowie die Risiken, die jede Prognose in sich birgt (GOBIET ET AL. 2013). Definitiv sind in den vom IPCC vorgelegten Emissionsszenarien Unsicherheiten, die am Beispiel der Emissionsszenarien von Abbildung 42 erklärt werden können. Diese sind in der

ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts relativ gering, nehmen dann aber ab 2050 immens zu.

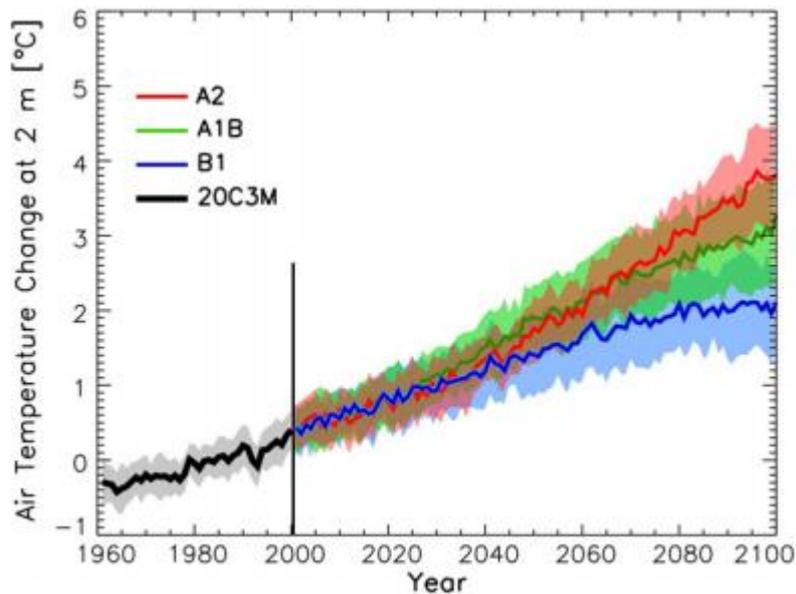


Abbildung 42: Temperaturentwicklung in Europa veranschaulicht anhand Szenarien A2 (rot), A1B (grün) und B1 (blau) des AR4 IPCC von 2007; Quelle: Gobiet et al. (2013)

Nach Gobiet et al. (2013) sind das 30 - 40 % gegen Ende des beobachteten Zeitraums. Gleichermäßen verhält es sich mit der Temperaturentwicklung zwischen den drei Szenarien. In allen nimmt die Temperatur sukzessive zu. Bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts differenziert sich die Temperaturentwicklung unwesentlich, wohingegen sie gegen Ende bis zu 2 °C (zwischen A2 und B1) auseinanderklafft. Wissenschaftler rechnen grob mit einer Erwärmung von ca. 0,25 °C pro Dekade und einer erneuten Steigerung dieses Wertes ab Mitte des 21. Jahrhunderts, wobei eine stärkere Erwärmung als prognostiziert nicht auszuschließen ist (GOBIET ET AL. 2013). Viele wissenschaftliche Publikationen, wie auch die von Gobiet et al. (2013), beziehen sich dabei auf das A1B Szenario.

Im Hochgebirge kommt der klimabedingte Temperaturanstieg stärker zur Geltung. Das lokale Hochgebirgsklima reagiert sehr sensibel auf Veränderungen, zumal positive Albedo-Rückkopplungsmechanismen zum Tragen kommen. So ist die Jahresmitteltemperatur in den Alpen im letzten Jahrhundert um 2 °C gestiegen. Das ist doppelt so hoch wie das nordhemisphärische Mittel. Auch zukünftig wird

der Temperaturanstieg in den Alpen höher ausfallen, als im globalen Mittel prognostiziert (GOBIET ET AL. 2013). Die Erfassung des Niederschlags etwa stellt sich aufgrund der Komplexität hydrologischer Faktoren und Interaktion etwas komplexer dar als die der Temperatur. Die Veränderungen des Niederschlagverhaltens in den Alpen können teils erheblich in Abhängigkeit der Region sowie der Jahreszeit voneinander abweichen. *Gobiet et al. 2013 und Heinrich et al. (2013)* haben sich u. a. der Modellierung der Klimaparameter Temperatur und Niederschlag angenommen. Das Ergebnis ist hierbei in Abbildung 43 dargestellt und indiziert einen Temperaturanstieg in der gesamten Alpenregion innerhalb aller Jahreszeiten. *Gobiet et al. (2013)* arbeitet mit den Sommermonaten Juni, Juli, August sowie den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar bis ins Jahr 2098. Die Südalpenregion sowie die Region entlang des Westalpenkamms erfahren eine signifikant stärkere Erwärmung als die Nordalpen. Im Winter hingegen findet eine vergleichsweise moderate Erwärmung des gesamten Alpenraums statt. Der Anstieg der großräumig gemittelten Temperatur variiert bis 2050 saisonal zwischen +1,2 im Frühjahr und +1,6 °C im Sommer und Winter, was einer Temperaturerhöhung von +1,5 °C der Jahresdurchschnittstemperatur gleich kommt. Einen sprunghaften Temperaturanstieg erfährt der Zeitraum von Mitte bis Ende des 21. Jahrhunderts. *Gobiet et al. (2013)* rechnet hier mit einer durchschnittlichen Erwärmung von +2,7 °C im Frühjahr und +3,8 °C Sommer. Man geht grundsätzlich davon aus, dass zu diesem Zeitpunkt klimatische Rückkopplungsprozesse eingeleitet werden, die die Erwärmung ab 2050 immens beschleunigt und man daher von einem Anstieg der Jahresmitteltemperatur von +3,3 °C, verbunden mit den zuvor definierten Unsicherheiten bis Ende des 21. Jahrhunderts ausgeht (GOBIET ET AL. 2013; HEINRICH ET AL. 2013). In Bezug auf die Veränderung des Niederschlagsmusters demonstriert das Modell eine deutliche Niederschlagsabnahme, speziell im südlichen Bereich der Alpen bis 2050 sowie eine Zunahme des Niederschlags im Winter, ebenfalls ab 2050. Bis Mitte des 21. Jahrhunderts variiert die saisonale Niederschlagsmenge zwischen -4,1 % im Sommer und +3,6 % Winter. Ab 2050 nehmen die saisonalen Unterschiede der Niederschlagsmuster zu. Nach Berechnung des Modells von *Gobiet et al. (2013)* und *Heinrich et al. (2013)* nimmt der Niederschlag über die Sommermonate im Vergleich zu heute um -20,4 % ab und erhöht sich im Winter um +10,5 %.

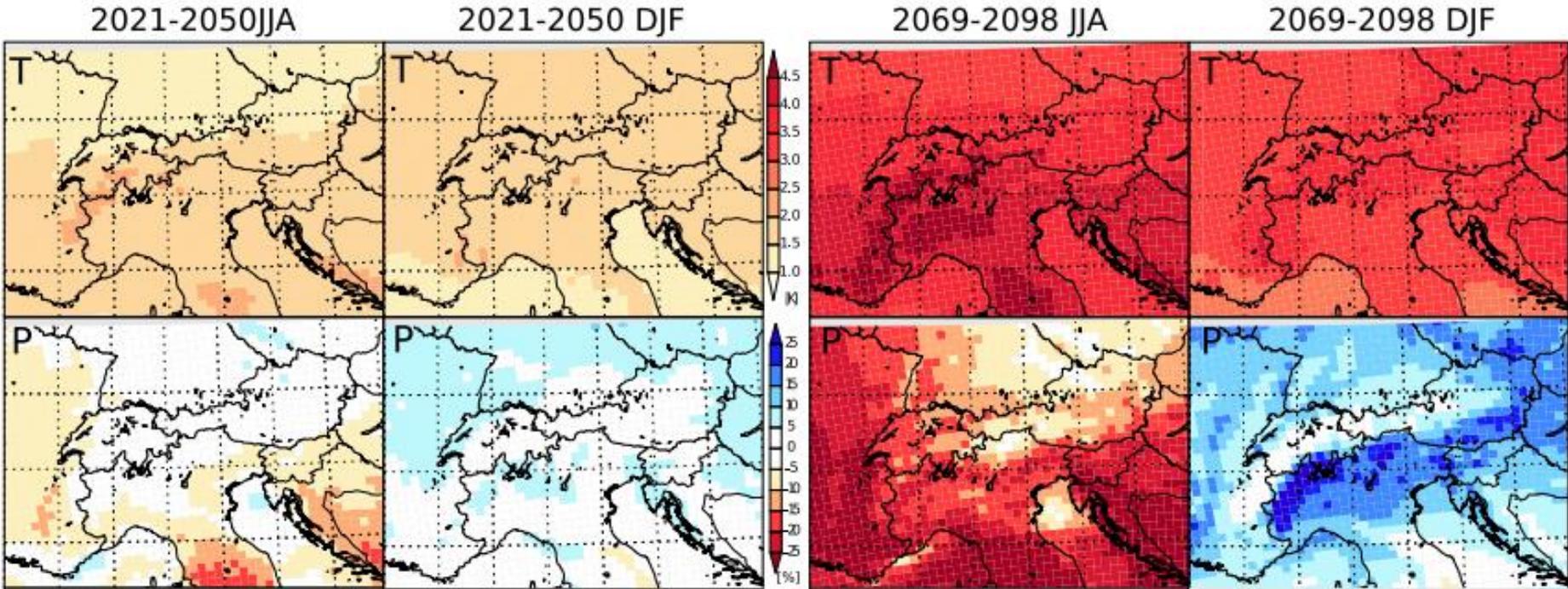


Abbildung 43: Veränderungen der Temperatur sowie Niederschlags auf saisonaler Ebene (Sommer und Winter) für die Zeiträume 2021 - 2050 (linke Spalte) und 2069 - 2098 (rechte Spalte); Quelle: Gobiet et al. (2013)

Die Diskrepanzen der Klimamodelle sind jedoch relativ hoch. Letztlich findet die Abnahme des Sommerniederschlags zum Ende des 21. Jahrhunderts mit 89 % die größte Übereinstimmung in den diversen Modellen. Eine Niederschlagszunahme im Winter klingt im ersten Moment für die Schnee- und Gletscherentwicklung durchaus positiv. Nimmt allerdings, wie prognostiziert, die Temperatur zu, dann fällt der Niederschlag in Form von Regen. Dies ist dann einer der genannten Rückkopplungsprozesse, die eine weitere Erwärmung indizieren (GOBIET ET AL. 2013; HEINRICH ET AL. 2013). Regionale Klimamodelle beziehen sich auf einen Temperaturanstieg im Winter, der die Schneefallgrenze zwischen 300 und 600 m nach oben verschiebt. In den Höhen zwischen 1500 und 2000 m ü. N. N. wäre mit dieser Prognose mit einer Abnahme der Schneemenge um 40 – 60 % zu rechnen, wie man auch Abbildung 44 entnehmen kann (GOBIET ET AL. 2013). Neben der „normalen“ Veränderung der Klimaparameter Temperatur und Niederschlag, ist ebenfalls mit einem signifikanten Anstieg von Extremereignissen in den nächsten Jahrzehnten zu rechnen. Neben Hitzewellen und Dürren sind insbesondere Starkniederschlagsereignisse zu betrachten.

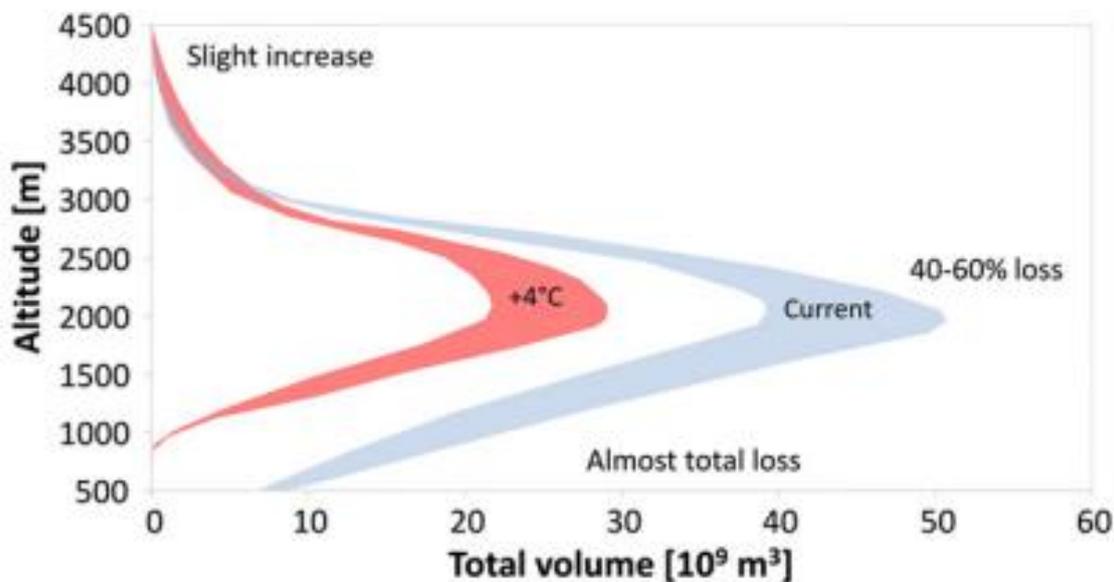


Abbildung 44: Schneevolumen unter dem heutigen Klima (blau) im Vergleich zu einer Schneemenge bei einem 4 °C wärmeren Winter zu heute; Quelle: Gobiet et al. (2013)

Der alpine Raum ist besonders bei Ereignissen mit starkem stündlichen Niederschlag vulnerabel, da diese als Auslöser diverser Naturgefahren dienen und teils katastrophale Folgen für die Bevölkerung, Infrastruktur und Wirtschaft darstellen können. Nach Rajczak et al. 2013 nehmen ebenfalls Extremniederschlagsereignisse sowohl an Frequenz als auch Intensität zu. Deren Vorhersage sowie Modellierung erweist sich allerdings als schwierig, da sie komplexen hydrologischen Interaktionen unterliegen und im Alpenraum stark regional abweichen (GOBIET ET AL. 2013; RAJCZAK ET AL. 2013). Laut Rajczak et al. ist 2013 speziell in der Herbstzeit eine signifikante Zunahme von Starkniederschlägen im gesamten Alpenraum zu beobachten. Die Prognosen für alpine Gletscher haben eine große Bandbreite, da auf Grund der diversen Klimaszenarien eine Vielzahl an Unsicherheiten in den verschiedenen Klimamodellen besteht, besonders in den regionalen Klimamodellen. Dort beziehen sich die Unsicherheiten auf die Niederschlagsentwicklung und somit schlussfolgernd auf die zukünftige Gletscherentwicklung. Nach den heutigen Szenarien geht man davon aus, dass die Gletscher bis Ende des 21. Jahrhunderts auf 30 % ihrer heutigen Fläche zusammenschmelzen und somit lediglich kleine Gletscher in großen Höhen und Schattenlagen übrigbleiben. Der Gletscherrückzug geht eindeutig auf den Temperaturanstieg in der Atmosphäre zurück. Die Temperatur bestimmt, ob Regen oder Schnee fällt und schließlich benötigt der Gletscher Niederschlag als Schnee, um wieder anzuwachsen.

## 5.2 AUSWIRKUNGEN AUF DEN RÜCKGANG DES ARKTISCHEN MEEREISES

Das arktische Klima verändert sich rasant analog zur beispiellosen Erwärmung der Atmosphäre (BUDIKOVA 2009). Die Arktis, allen voran die saisonalen Fluktuationen des arktischen Meereises, gelten für die Geowissenschaft als Indikator für den voranschreitenden anthropogenen Klimawandel und spielen darüber hinaus eine entscheidende Rolle bei der Regulierung des gesamten Klimasystems der Erde (STROEVE ET AL. 2009). Verändert sich das arktische Klima, sind die Auswirkungen global spürbar. Es agiert als eine Art Nahtstelle der Interaktion zwischen Atmosphäre und Ozean. Diese Kettenreaktion lässt sich auch folgendermaßen beschreiben: Veränderungen des arktischen Klimas haben direkten Einfluss auf die Meereisverbreitung; ein Rückzug des Meereises schwächt die Thermohaline Zirkulation, die wiederum Einfluss auf die Luftmassenzirkulation ausübt und somit auf Wetterlagen. Verändern sich Wettermuster, entstehen Änderungen der Klimaparameter (Temperatur und Niederschlag), die bei einem negativen Trend eine Schnee- und Gletscherschmelze fördert. Einen genauen Einblick hierzu bietet Kapitel 3.2.

Eine Bipolarität begünstigt, wie bereits in Kapitel 2 erläutert, eine Schnee- und Eisverbreitung auf der Erde, die ein Klima repräsentiert, das für die Zivilisation zweifellos unentbehrlich ist. Während der letzten Jahrzehnte unterliegt das arktische Meereis einem akuten Wandel. Seit den späten 1970er Jahre nimmt deren räumliche Ausdehnung stetig ab. Gravierend ist, dass sich dieser Prozess in den letzten 30 Jahre zunehmend beschleunigt (BUDIKOVA 2009). Schlimmer noch, das arktische Meereis schmilzt mit einer höheren Quote und übertrifft sogar den Output pessimistischer Modelle der zukünftigen Meereisentwicklung, die beispielsweise von Wissenschaftlern für das *Climate Change Fourth Assessment Reports* (IPCC AR4) erarbeitet wurden (STROEVE ET AL. 2009). Die Arktis reagiert sehr sensibel auf die Veränderung der globalen Temperatur und erwärmt sich etwa doppelt so schnell wie andere Teile der Erde. Ein signifikanter Zusammenhang konnte hierbei in Bezug auf den anthropogenen Anstieg von Treibhausgasemissionen festgestellt werden (STROEVE ET AL. 2007; STROEVE ET AL. 2009; NIEDERDENK & NOTZ 2018; BUDIKOVA 2009). Allerdings stellen nicht allein die Treibhausgase eine Gefahr für die Arktis und das Meereis dar. Wie in den ersten



Dabei unterliegt die Meereisausdehnung innerhalb eines Jahres einer beträchtlichen Variation, mit einer maximalen Expansion im Februar und März und einem Minimum in den nordhemisphärischen Sommermonaten August und September. Abbildung 45 bietet eine geographische Darstellung der Arktisregion sowie die saisonale Ausdehnung des Meereises. Im Zeitraum zwischen 1979 und 2006 erreichte die arktische Ausdehnung des Meereises jeweils Anfang März mit der Bedeckung einer Fläche von 14 – 16 Millionen km<sup>2</sup> sein Maximum. Während der Frühlinge und Sommer nahm diese dann jeweils ab und zog sich Mitte September auf einen Minimalstand von 5 – 7,5 Millionen km<sup>2</sup> zurück. Somit überzogen die Randzonen des Meereises über den Winter die Labrador See, die Baffin Bay, die Hudson Bay, die Barents- und Karasee sowie die Bering See und das Ochotskische Meer mit einer festen Eisschicht (BUDIKOVA 2009). Diese saisonale Ausdehnung des arktischen Meereises nimmt in den letzten Jahrzehnten rapide ab. Im oben genannten Zeitraum um ca. -9,1 % pro Dekade, gemessen am Ende des Sommerminimums und bis zu -2,1 % pro Dekade mit Messzeitpunkt März (STROEVE ET AL. 2009).

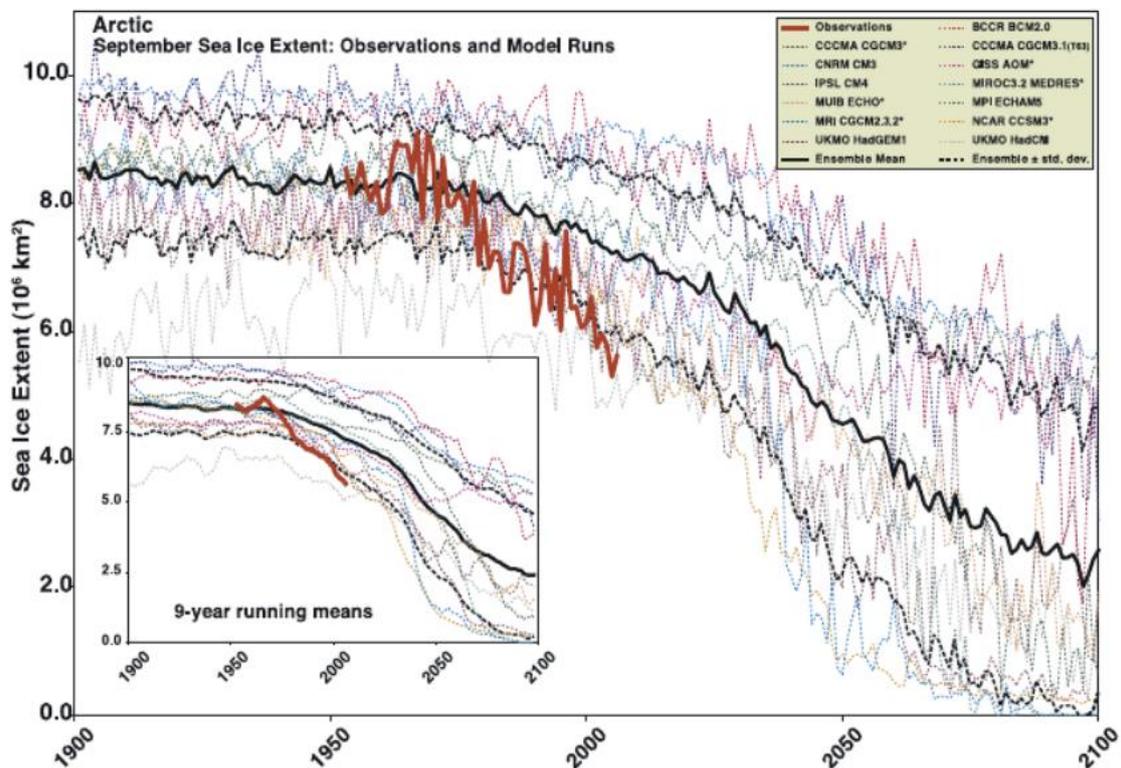


Abbildung 46: Arktische Meereisausdehnung im September, beobachteter Rückgang (rote Linie) projiziert auf Szenarienmodellen des IPCC und Modellmittel (schwarze Linie); Quelle: Stroeve et al. (2009)

Dieser rasante saisonale Rückzug übertrifft sogar den auf Grundlage verschiedener Modellszenarien prognostizierten Verlauf des IPCC.

*Stoeve et al. (2009)* hat in Abbildung 46 einen Vergleich zwischen den Modellen der IPCC und des tatsächlich beobachteten Verhaltens des arktischen Meereises für den Monat September gezogen. Der beobachtete Rückgang des arktischen Meereises im Zeitraum zwischen 1953 bis 2006 beträgt dabei  $-7,8 \pm 0,6$  % pro Dekade und ist damit dreimal höher als der gemittelte Trend, den die 13 Modelle des IPCC prognostiziert haben. Besorgniserregend ist dabei, dass keines dieser Modelle einen dermaßen starken Rückgang vorhersagt, wie er tatsächlich eingetreten ist. Betrachtet man einen kürzeren Zeitraum, spiegeln lediglich zwei Modelle die tatsächlichen Beobachtungen wider. Der Zeitraum zwischen 1979 bis 2006 ist dabei um einiges verlässlicher, da die Beobachtungen des Meereises auf modernen Satellitenaufnahmen basieren. Dennoch ist die Diskrepanz zwischen den Modellen der IPCC und den tatsächlich gemessenen Werten immens. Der

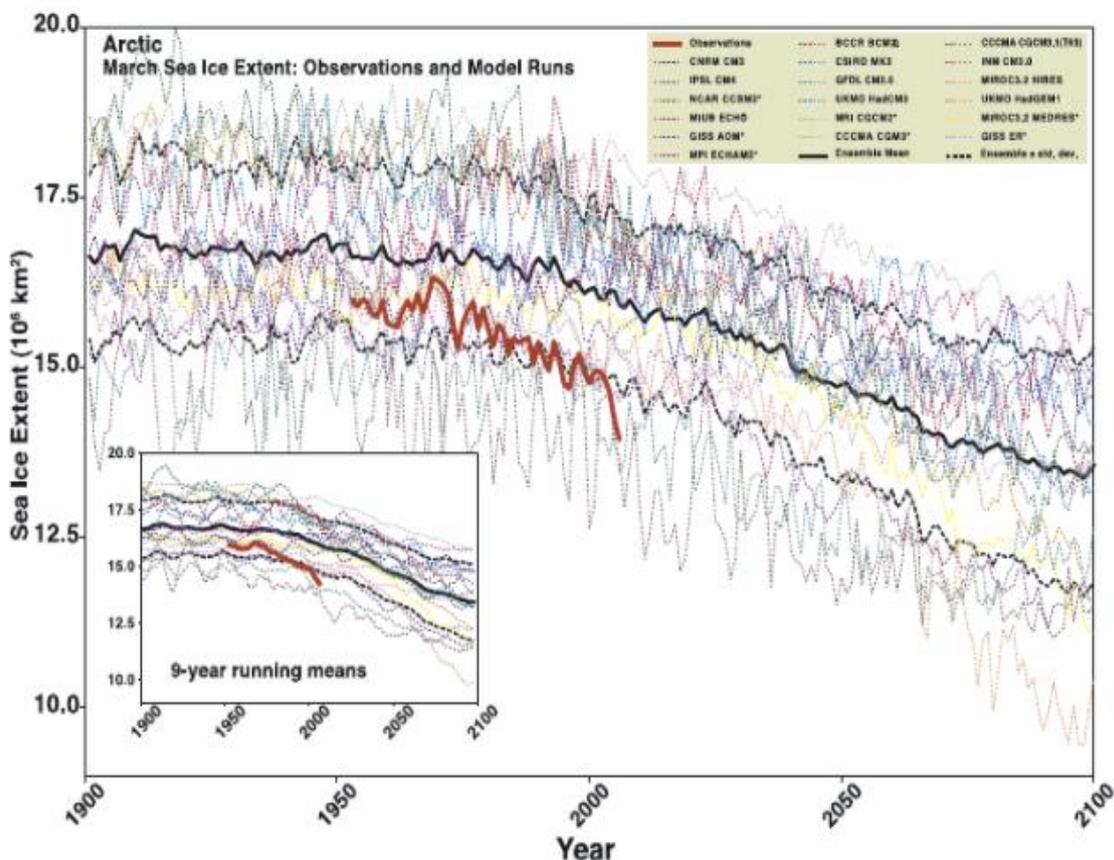


Abbildung 47: Arktische Meereisausdehnung im März, beobachteter Rückgang auf Grundlage Satellitendaten (rote Linie) projiziert auf Szenarienmodelle des IPCC und Modellmittel (schwarze Linie); Quelle: Stroeve et al. (2009)

Mittelwert aller Modelle errechnet eine Abnahme von  $-4,3 (\pm 0,3)$  % pro Jahrzehnt, wohingegen sich das Meereis gemittelt dann tatsächlich um  $-9,1 (\pm 1,5)$  % pro Jahrzehnt zurückgezogen hat. Zwar sind für den Winter gleichermaßen negative Trends evident, das Meereis nimmt somit kontinuierlich über Jahre hinweg ab, jedoch fallen die Diskrepanzen zwischen den beobachteten Werten und den Modellen nicht dermaßen auffallend aus, wie das im Sommer der Fall ist. Die Modelle kalkulierten eine Abnahme von  $-1,2 (\pm 0,2)$  % pro Jahrzehnt, tatsächlich betrug diese jedoch  $-2,9 (\pm 0,3)$  %, wie aus Abbildung 47 zu entnehmen ist (STROEVE ET AL. 2009).

Das Modellieren der klimabedingten Veränderungen in der Arktis erweist sich aufgrund der Sensibilität der Arktis gegenüber verschiedener Einflussfaktoren, Abhängigkeiten, Interaktionen, Reaktionen und Rückkopplungsmechanismen so schwierig, dass sich die Erfassung sowie Hochrechnung einzelner Einflussfaktoren dermaßen komplex erweist. Die großen Diskrepanzen zwischen den Modellen und den tatsächlichen Beobachtungen in den Abbildungen 46 und 47 verdeutlichen dies. Da momentan keine Besserung der Situation in Sicht ist, stellt sich die Frage, wie exponentiell sich der Meereisrückzug in den kommenden Jahren beschleunigen und welche Folgen er nach sich ziehen wird. Längst stellt sich die Wissenschaft die Frage, wie stark der steigenden Temperaturen des Klimawandels auf die Arktis Einfluss nehmen und wie stark folglich die arktischen Rückkopplungsprozesse einsetzen werden, die eine saisonal eisfreie Arktis verursachen könnten. Diese Frage ist aufgrund der Vielzahl an Einflussfaktoren extrem schwer zu beantworten. Ein Beispiel hierfür ist die Bezifferung des arktischen Meereisminimums im September, die nach *Budikova (2009)* auf einer Fläche zwischen 5 bis 7,5 Millionen  $\text{km}^2$  rangiert. Viele jüngere Untersuchungen arbeiten mittlerweile mit anderen Zahlen, die die 5 Millionen  $\text{km}^2$  Grenze teils weit unterschreiten. Grund für die Zahlendiskrepanzen sind nicht etwa Falschberechnungen, sie reflektieren nur die Komplexität der Thematik und des Klimasystems an sich. Die amerikanische Aeronautik- und Raumfahrtbehörde NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) ermittelt nach aktueller Datengrundlage (Stand Februar 2021) eine Abnahme des arktischen Meereises im September um  $-13,1$  % pro Dekade sowie eine minimale Ausbreitung der Meereisfläche von 3,92 Millionen  $\text{km}^2$  im Jahr 2020. Die hierfür kalkulierten Daten

entstammen dem Zeitraum 1981 – 2010. Abbildung 48 stellt den Graphen für das Meereisminimum im September im angegebenen Zeitraum dar (NASA 2021).

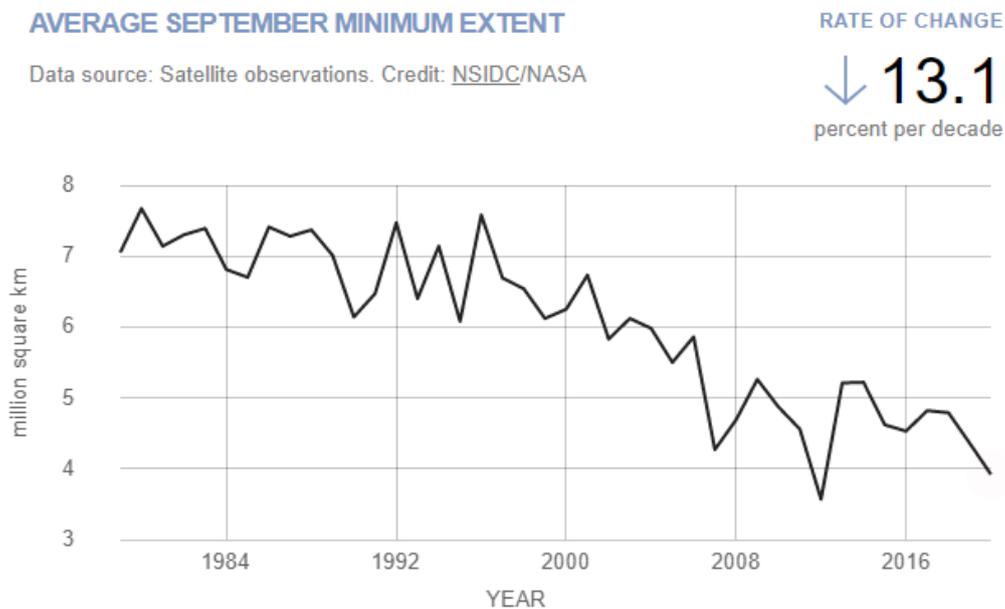


Abbildung 238: Arktisches Meereisminimum für September, Datengrundlage Satellitendaten im Zeitraum 1981 - 2010; Quelle: NASA (2021)

Vergleicht man die Berechnungen von *Budikova (2009)* und die der *NASA* aus dem Jahr 2021, wird die drastische Abnahme des arktischen Meereises über etwas mehr als ein Jahrzehnt deutlich sichtbar. Das Meereis nimmt folglich sukzessive ab. Da sämtliche Modelle und Prognosen darauf hinweisen, dass das Meereis seinen Rückzug auch zukünftig fortsetzen wird, befasst sich die Wissenschaft nun im Auftrag von globalen Entscheidungsträgern mit der Fragestellung, wann mit einer saisonal eisfreien Arktis zu rechnen sei mit welchen Konsequenzen für das globale Klima dies verbunden wäre. *Niederdenk & Notz (2018)* befassen sich in ihrer Arbeit mit eben dieser Thematik. Sie berechnen zum einen die Sensitivität des Meereises gegenüber Veränderungen der globalen Erwärmung und bestimmten, ab welchem Temperaturniveau mit einer eisfreien Arktis zu rechnen ist. Um die Erwärmung zu quantifizieren, die zu einem nahezu eisfreien arktischen Ozean führen würde, untersuchen sie bei welcher Erwärmung die Verbreitung der Meereisfläche unter  $1 \times 10^6 \text{ km}^2$  fällt. Das Ergebnis ist stark von der jeweiligen Ausrichtung der Sensibilität abhängig. Den Schätzungen zufolge, die eine hohe Sensibilität des

Meereises gegenüber der Temperatur darstellen, fällt die Meereisfläche im Sommer bei einer globalen Erwärmung von  $+1,7\text{ °C}$  (vorindustrieller Werte) unter die Schwelle von  $1 \times 10^6\text{ km}^2$ . Bei der Modellierung mit einer niedrigen Sensibilität fällt das Meereis erst bei einer Erwärmung von  $+2,3\text{ °C}$  unter diesen Schwellenwert (NIEDERDENK & NOTZ 2018). Abbildung 5 stellt die saisonale modellierte Eisbedeckung nach Abhängigkeit des Temperaturniveaus dar. Eine hohe Sensibilität des Meereises gegenüber der Temperatur wird von vielen Wissenschaftler angenommen. So auch von *Rosenblum & Eisenman (2016)*, die von dem Meereisverlust des arktischen Ozeans im Sommer ausgehen, sobald die globale Mitteltemperatur  $1\text{ °C}$  des errechneten Mittels für den Zeitraum von 1980 – 1999 übersteigt. Transferiert man diese Werte auf einen Zeitraum beginnend mit Daten des vorindustriellen Niveaus, wäre die Kalkulation dem Wert  $1,8\text{ °C}$  gleichzustellen (NIEDERDENK & NOTZ 2018; ROSENBLUM & EISENMAN (2016). Dieser Wert wiederum befindet sich im Rahmen der Erkenntnisse von *Niederdenk & Notz (2018)* sowie der Aussagen von *Screen & Williamson (2017)*, die eine saisonal eisfreie Arktis bei einem Anstieg des globalen Temperaturniveaus auf  $2\text{ °C}$  für möglich halten (NIEDERDENK & NOTZ 2018; SCREEN & WILLIAMSON 2017). Eine Prognose wie sich das Meereis linear zum Temperaturanstieg verhalten würde, enthält teils große Unsicherheiten, wie Abbildung 49 zu entnehmen ist.

Viele Modelle prognostizieren einhergehend mit dem Temperaturverlauf einen

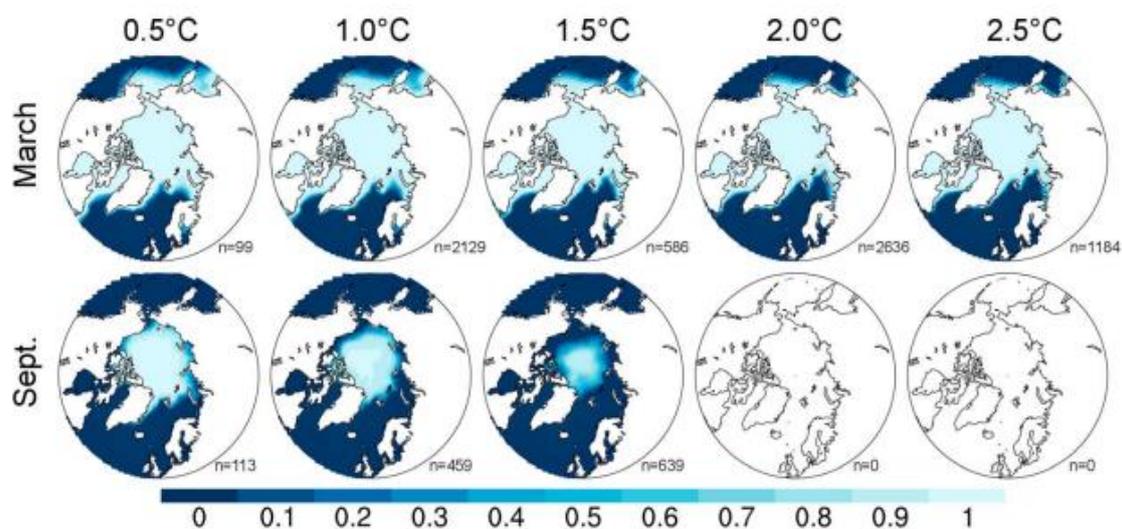


Abbildung 49: Kalkulierte Wahrscheinlichkeit der Verteilung der Meereisbedeckung relativ vom Temperaturanstieg für Sommer (September) und Winter (März); Quelle: Niederdenk & Notz (2018)

starken bis kompletten winterlichen Eisverlust der Kara- Barentssee, dem Ochotskischen Meer sowie der Region um Spitzbergen. Eine im Winter komplett eisfreie Arktis gilt dabei selbst im erweiterten Temperaturspektrum eher als unwahrscheinlich (BUDIKOVA 2009; NIEDERDENK & NOTZ 2018). Diese Entwicklung wird zum Teil heute schon sichtbar, wie die in Abbildung 50 dargestellten und vom *Copernicus Climate Change Service* (C3S) ermittelten Anomalien der Meereiskonzentration für den Januar 2021 zeigen (C3S 2021).

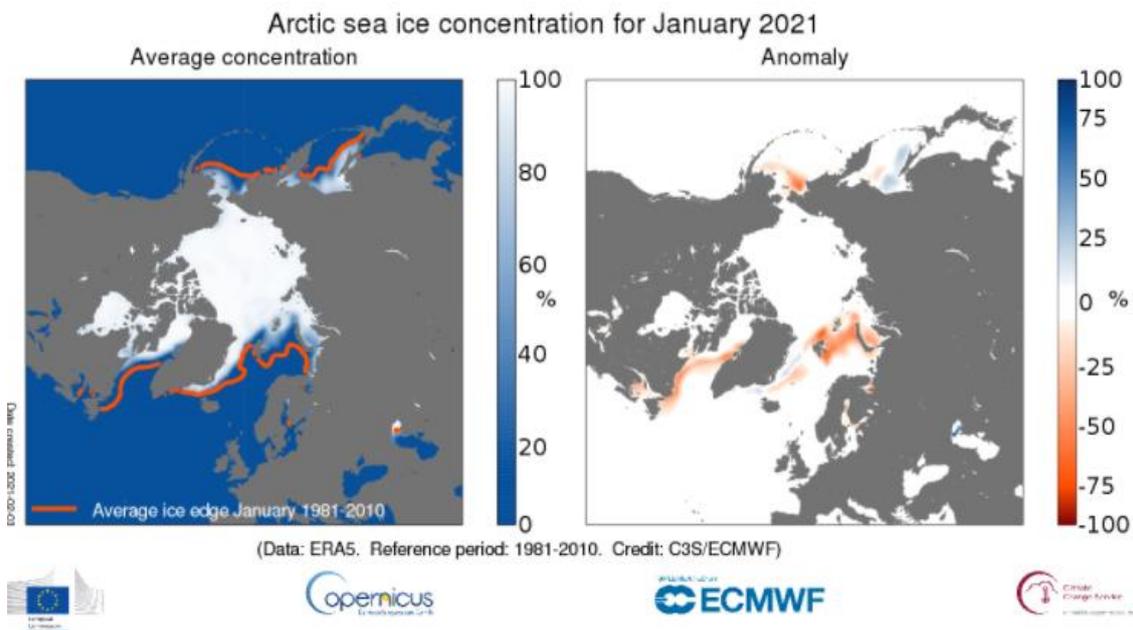


Abbildung 50: Links: Meereiskonzentration im Januar 2021, orangene Linie umfasst die mittlere Ausdehnung der Meereiskante bemessen für den Zeitraum 1981 – 2010; Rechts: Anomalien der Meereiskonzentration für Januar 2021, ermittelt auf Grundlage der Zeitreihe zwischen 1981 - 2010; Quelle: C3S (2021)

Eindeutig erkennbar sind Abnahmen des Meereises der Barents- und Karasee, der Labrador- sowie der Bering See. Eine positive Anomalie hingegen erfährt das Ochotskische Meer. Es erweist sich als überaus schwierig, die Komplexität sowie die Tragweite der arktischen Rückkopplungsprozesse einzuschätzen und in die Modelle zu implementieren. Viele Wissenschaftler befürchten eine Verstärkung und gar Kippung der Rückkopplungsmechanismen, was in einer zusätzlichen Verstärkung des Klimawandels resultieren würde. Es ist deshalb zu befürchten, dass die Projektionen der IPCC, auf die sich politische Entscheidungsträger bei ihren globalen Beschlüssen beziehen, zwar Verstärkungen beinhalten, diese jedoch um einiges höher ausfallen könnten, als bisher angenommen (STROEVE ET AL. 2009).

Für politische Entscheidungen erwies sich dieser Fakt als fatal. Etwaige Rückkopplungen wären die „klassische“ Albedo-Rückkopplung, die analog mit der Abnahme des Meereises zunimmt und eine weitere Erwärmung impliziert. Hitzesommer, wie sie beispielsweise in Sibirien oder Nordkanada in den letzten Jahren zugenommen haben, entfachen Waldbrände und führen ebenfalls zu einer Albedo-Rückkopplung in der Arktis. Die Waldbrände wandern weiter in Regionen der Permafrostböden. Die Brände bewirken ein Schmelzen der oberen Bodenschichten, in dem hohe CH<sub>4</sub>-Konzentrationen gebunden sind, die dann in die Atmosphäre ausgestoßen werden. Dadurch nimmt der Treibhauseffekt weiter zu. Mit Hilfe der Luftzirkulation werden Rußpartikel der Brände auch in weiter nördlichere Regionen geweht, die dann durch die kälter werdende Luft auf dem arktischen Eis niedergehen und es bedecken. Das abgedunkelte Eis absorbiert die Strahlen der Sonne und fördert erneut den Temperaturanstieg.

Der Rückzug des Meereises korreliert signifikant mit dem Steigen der globalen Mitteltemperaturen sowie anthropogenen Treibhausgasemissionen und kann nur dann gestoppt werden, wenn die Erwärmung des Klimas auf einen bestimmten Schwellenwert begrenzt wird.

### **5.2.1 Sozio-ökonomische Auswirkungen des Meereisrückgangs in der Arktisregion**

Die Arktis ist ein ganz besonderer Lebensraum – ein Lebensraum für seltene Tier- und Pflanzenarten, aber auch für den Menschen. Etwa 4 Millionen Menschen, allesamt indigene Völker wie die Inuit, bevölkern die nördlichsten Gebiete Kanadas, Schwedens, Grönlands sowie Russlands rund um den arktischen Ozean und das Nordpolarmeer. Mit dem Fortschritt der Zivilisation nimmt die Demographie stetig zu. Immer weniger Menschen führen ein nomadisches Leben am Rand des arktischen Meereises, so dass lediglich ein Bruchteil der 4 Millionen Menschen nach traditionell indigener Lebensweise lebt, die von der Jagd bestimmt ist und sie monatelang ihre potenzielle Beute, wie Robben, Walen und sogar Eisbären verfolgen lässt. Aufgrund des Klimawandels wird ihr Lebensraum immer weiter eingeschränkt, so dass ihre Ausbeute im Vergleich zu früher immer magerer ausfällt (GREENPEACE 2015). Diejenigen, die sich den Veränderungen nicht anpassen

können, haben keine günstigen Prognosen für das langfristige Überleben. Der demographische Wandel wirkt sich somit auch auf die Tierwelt aus. Mensch und Bär treffen immer öfter aufeinander. Das schmelzende Packeis führt dazu, dass Eisbären ihrer natürlichen Beute, den Robben, nicht mehr nachstellen können und sie aus Hunger gezwungen sind, sich neue Jagdgebiete zu erschließen. Dabei treffen sie unweigerlich auf den Menschen und es entstehen neue Mensch-Tier-Konflikte. Ein Nebenprodukt dieser klimabedingten Habitat-Verschiebung ist, wie in Kapitel 5 beschrieben, der Pizzly oder Grolar-Bär.

Für die subpolaren Gebiete hat das sich zurückziehende Meereis keinen direkten Einfluss. Der Initiator dort ist der klimabedingte Temperaturanstieg. Der schmelzende Permafrost hat schwerwiegende Auswirkungen nicht nur auf den gesamten Klimamechanismus, sondern auch auf die ansässige Bevölkerung, denn Siedlungen und selbst Großstädte, wie beispielsweise in Sibirien, wurden auf Permafrostböden errichtet. Schmilzt dieser schrittweise, finden Fundamente keinen Halt mehr und stürzen ein. Gleichmaßen werden Denudationsprozesse aufgrund des Abschmelzens initiiert, die eine Bedrohung für die Bevölkerung, Wirtschaft sowie für die Infrastruktur darstellen. Permafrostboden ist – wie schon angemerkt - ein riesiger gefrorener Methan- und Kohlenstoff-Speicher, der beim Auftauen diese Gase in die Atmosphäre abgibt und diese stetig anreichert (MORGENSTERN ET AL. 2013; ULRICH 2018). Der Rückzug des arktischen Meereises zieht auch Auswirkungen auf Wirtschaft und Politik mit sich, die in den nächsten Punkten näher erleuchtet werden sollen.

### **5.2.1.1 Erdöl- und Erdgasvorkommen**

Die Arktis ist seit geraumer Zeit aus politischer und ökonomischer Sicht von größtem Interesse. Unter dem dicken Eispanzer, der aufgrund der globalen Erwärmung sichtlich schwindet, lagern vermutlich große Erdöl- und Erdgasvorkommen sowie andere kostbare Bodenschätze. Die *U.S. Geological Survey (USGS)* hat sich im Jahr 2008 damit befasst das Erdöl- und Erdgasvorkommen in den Provinzen des nördlichen Polarkreises zu schätzen und kam dabei zu einem erstaunlichen Ergebnis. Nach Schätzungen der Wissenschaftler des USGS lagern vermutlich 22 % des weltweit noch unentdeckten Erdöl- und Erdgasvorkommens in der Arktis. Das sind ca. 90 Milliarden Barrel Erdöl, 1669 Billionen Kubikfuß

Erdgas sowie 4 Milliarden Barrel natürlichen Flüssiggases. Die entscheidende Frage ist, wann die Gebiete der Rohstofflagerstätten eisfrei sein werden und ob eine Erschließung, Förderung sowie Transport-Infrastruktur dieser Gebiete technisch im darstellbaren Bereich liegen (USGS 2018). Die Arktis hat somit das Potenzial, sich möglicherweise in eine zukünftige Förderregion zu entwickeln. Wie sich die arktischen Anrainer-Staaten Russland, USA, Kanada, Norwegen, Dänemark sowie Island in Bezug auf Grenzziehung und Anrecht auf Ausbeutung der Ressourcen einigen werden, bleibt abzuwarten. Die Verhandlungen darüber versprechen ein hohes Maß an Konfliktpotenzial. Die im Jahr 1982 von den Vereinten Nationen (UN) erlassene Seerechtskonvention legt fest, dass alle sechs Staaten den Bereich von 370 km des Eismeereres um ihr Festland herum als Hoheitsgebiet zugesprochen bekommen. Dort können sie über Ressourcen frei verfügen und haben die Entscheidungsgewalt inne (GREENPEACE 2015).

#### **5.2.1.2 Bodenschätze**

Neben Erdöl- und Erdgasvorkommen beheimatet die Arktis viele weitere Ressourcen, die im Zuge des Rückgangs des arktischen Meereises sowie dem schmelzenden Eis des Kontinentalschelfs zur Förderung freigesetzt werden. Einige subpolare Gebiete sind bereits teilweise erschlossen und in der Förderung aktiv, wie beispielsweise die Kupfer- und Eisenerzstätten in Norwegen. Andere sind weitestgehend ausgeschöpft, wie die Goldlager im Norden Kanadas und Alaskas und könnten vielleicht noch weiter im Norden erneut reaktiviert werden (ELSNER 2014). In Russland gilt die an die Barentssee angrenzende Kolka-Halbinsel als El-Dorado an Bodenschätzen, da sie große Vorkommen an Nickel, Platin, Kupfer, Kobalt und andere Industriemetalle beheimatet (PIEPJOHN 2014).

#### **5.2.1.3 Fischerei**

Das Eismeer der Arktis verfügt über ein enormes ökonomisches Potenzial, sollte die Erderwärmung weiterhin fortschreiten und sich das Meereis im gleichbleibenden Tempo zurückziehen. Es ist generell bekannt, dass alle Meere unter Überfischung leiden, zumal der Konsum an Fisch und Meeresfrüchten global stetig wächst. Das rückschreitende Meereis legt neue Fanggründe für die Fischerei frei, die zuvor nicht befahren und befischt werden konnten. Im Südpolarmeer zählt

die Bering See zu den lukrativsten Fanggründen für den beliebten Kabeljau sowie die Königskrabbe (GREENPEACE 2015). Hering sowie Heilbutt sind ebenfalls beliebt. Die exzessive Fischerei eliminiert teils ganze Fischkolonien, so dass sich der Bestand nicht regenerieren kann. Viele Fisch- und Walarten verfangen sich in den langen Fang- und Schleppnetzen und enden als Beifang. Lange und auf den Meeresgrund reichende Fangnetze, wie sie etwa beim Heilbutt-Fang eingesetzt werden, zerstören zudem den Meeresboden. Eine fragile Flora und Fauna erfährt somit Schädigungen und teils vollständige Zerstörung. Medialen Berichten zufolge regeneriert sich der Meeresboden nur extrem langsam bzw. trägt irreversible Schäden davon, wobei Lebensraum zerstört wird. Neue Fanggründe könnten allerdings auch eine Erholung der Bestände stark befischter Meeresregionen des Polarmeers bedeuten.

#### **5.2.1.4 Schifffahrt**

In Zeiten der Globalisierung wird Wirtschaftlichkeit sowie Zeitmanagement großgeschrieben. Schon längst dienen die Ozeane der Erde als der Haupttransportweg für den globalen Frachtverkehr. Mit der Errichtung des Suez-Kanals, der das Mittelmeer mit dem Schwarzen Meer sowie dem Panama-Kanal, der das Karibische Meer mit dem Pazifischen Ozean verbindet, sind Passagen sowohl zwischen Europa und Asien, als auch zwischen der nordamerikanischen Ostküste und Westküste erschlossen worden. Die gigantischen Frachtschiffe kursieren aufgrund der verkürzten Seewege viel effizienter als früher. Eine Alternative zu beiden Passagen bieten eine Überfahrt am arktischen Eisschelf entlang. Zum einen ist das die Northwest-Passage, die sich von der Labrador See ausgehend über die Baffin Bay entlang des kanadischen Schelfs Richtung Alaska zieht und über die Beaufort See in die Bering See führt und zum anderen die Nordost-Passage, die Skandinavien über die Barents- Karasee am sibirischen Kontinentalschelf entlang über die Laptev See und die Chukchi See mit dem Beringmeer verbindet (AMSA 2009). Einen graphischen Überblick über beide Seewege ist aus Abbildung 51 zu entnehmen. Beide Passagen können bislang nur im arktischen Sommer befahren werden, da die Meereisdecke im Winter zu weit zufriert und eine Überfahrt sich nicht darstellen lässt.

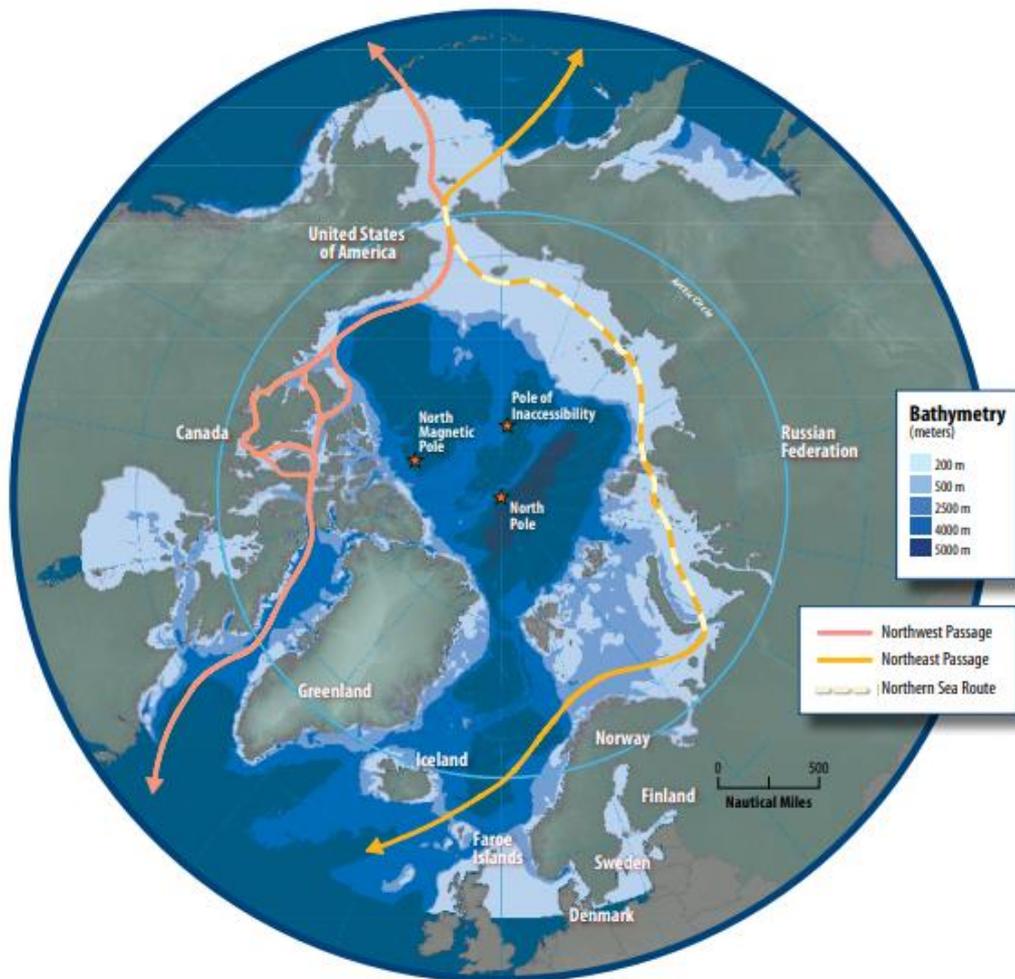


Abbildung 51: Überblick Nordwest-Passage und Nordost-Passage; Quelle: AMSA (2009)

Das kontinuierliche Streben nach wirtschaftlicher Optimierung und Effizienzsteigerung lässt immer wieder neue Schifffahrtswege erarbeiten und erschließen. In einigen Jahrzehnten wird möglicherweise eine ganzjährige Befahrung der Passagen und selbst eine Überfahrt über zentralere Bereiche des arktischen Meeres denkbar sein. Eine Überfahrt über die arktischen Passagen von Europa nach Asien beispielsweise, ist um einige Tausend Kilometer kürzer und spart im Vergleich zu der Trasse über den Suez-Kanal mehrere hundert Tonnen Treibstoff (AMSA 2009).

### 5.2.2 KLIMATISCHE AUSWIRKUNGEN DES MEEREISRÜCKGANGS

Das Meereis spielt eine bedeutende Rolle im Klimasystem der Erde. Es ist das Bindeglied zwischen Ozean und Atmosphäre und bedient eine Bandbreite an physikalischen Prozessen und Wechselwirkungen zwischen den beiden Geosphären (SCHÖNWIESE 2019). Unter anderem ist es eine bedeutende und treibende Kraft des Wetters der Nordhemisphäre. Die homogene Oberfläche des Meereises, die für den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre verantwortlich ist, hängt auch von dessen Eisdicke ab. Die Wasseroberfläche des Meeres rangiert um den Gefrierpunkt und ist im Vergleich zur Luft bzw. Atmosphäre, um ein Vielfaches wärmer, wodurch ein thermodynamischer Wärmefluss mobilisiert wird. Aufgrund des Temperaturgradienten wird dem Wasser Wärme entzogen, was zum Gefrieren des Meeres führt. Das entstandene Eis wirkt sich als eine Isolationsschicht zwischen den beiden Sphären, des Ozeans sowie der Atmosphäre aus und verhindert den weiteren Wärmefluss (MEEREISPORTAL). Durch den saisonalen Zyklus schwankt die Sonneneinstrahlung in der Polarregion und somit der Temperaturfluss. Im Frühjahr, wenn die Sonnentage länger werden, erfährt die Arktis eine höhere Erwärmungsrate, die das Meereis sukzessive schmelzen lässt. Die mit Eis bedeckten Flächen nehmen langsam ab. Je dicker die vorhandene Eisschicht, je langsamer läuft der Schmelzprozess ab. Ein bedeutender Rückkopplungsprozess kommt nun in Spiel, die Albedo-Rückkopplung, die, die dunkler erscheinende Wasseroberfläche mehr Sonnenstrahlen absorbieren lässt und eine weitere Erwärmung der Luftmassen bedeutet, was wiederum ein weiteres Schmelzen des Meereises unterstützt. Nehmen die Sonnentage langsam wieder ab, wird die Lufttemperatur schrittweise kälter, was zu einem erneuten Gefrieren der Ozeanoberfläche führt. Im Zuge der globalen Klimaerwärmung tritt das Wiedergefrieren zeitlich später ein, so dass das neu gebildete Eis eine niedrigere Mächtigkeit als in früheren Zeiten erreicht und im darauffolgenden Frühling deshalb wieder schneller schmilzt. Die Effekte der Albedo-Rückkopplung sowie dem Wärmeaustausch verstärken sich von alleine und wirken so zusätzlich auf die anthropogene Klimaerwärmung. Ferner hat der Wärmeaustausch, der zu einer Erwärmung der bodennahen Luftmassen in der Arktis führt, einen wesentlichen Einfluss auf die Stabilität der Atmosphäre und somit auf die Großwetterlagen der Nordhemisphäre. Die Ausdehnung des

Meereises hat zudem einen Einfluss auf den Luftdruckgradienten, der zwischen den Polarregion und den gemäßigten Breiten herrscht. Kalte Luftpakete besitzen eine höhere Dichte, die sie in Richtung Erdoberfläche absinken lässt, wie es am Beispiel der Arktis der Fall ist (ESKP). Die Corioliskraft bringt die kalten Luftmassen dazu, sich in Bewegung zu setzen, wodurch die Arktische Oszillation entsteht (AO). Die Luftmassen der gemäßigten Breiten sind wärmer und der Luftdruck ist dementsprechend niedriger als der der Polregion. Der Luftdruckgradient und somit die Luftdruckunterschiede sind für die Entstehung und Ausprägung der Windmuster zwischen den beiden Klimazonen verantwortlich, nämlich dem Westwind bzw. dem Westpassat (SCHÖNWIESE 2019; MEEREISPORTAL 2021). Die Interaktion zwischen den beiden Luftdruckzellen und der sich daraus ergebene Windmuster ist für das Wetter - die Temperatur, Niederschlagsmuster- und räumliche Verteilung sowie deren Intensität verantwortlich (ESKP; SCHÖNWIESE 2019).

In den beiden folgenden Abschnitten wird der Einfluss, den die Arktis ausgehend vom Luftdruckgradienten zwischen der Polarregion und der gemäßigten Breiten auf das europäische Wetter ausübt, vorgestellt.

### **5.2.2.1 Der Einfluss der Nordatlantische Oszillation (NAO) auf das europäische Wettergeschehen**

Die Nordatlantische Oszillation (NAO): *„describes a large-scale meridional vacillation in atmospheric mass between the North Atlantic regions of the subtropical anticyclone near the Azores and the subpolar low pressure system near Iceland. It is a major source of seasonal to interdecadal variability in the worldwide atmospheric circulation ... (Hurrell 1995a). (WANNER ET AL. 2001)*

Der NAO Index gilt als allgemeiner Indikator für die Ausprägung der Westwinde über dem östlichen Nordatlantik sowie Westeuropa und hat erheblichen Einfluss auf das europäische Klima und Wetter. Tatsächlich korreliert der NAO Index mit einer Vielzahl atmosphärischen Variablen im Winter (WANNER ET AL. 2001). Die Luftdruckunterschiede zwischen dem arktischen Tiefdruckgebiet (Islandtief) und dem subtropischen Hochdruckgebiet (Azorenhoch) treffen über dem Nordatlantik

aufeinander, wobei die Rotation beider Druckgebiete die Luftmassen in Richtung Europa lenkt. Abbildung 52 stellt den genannten Mechanismus graphisch dar. Der Nordatlantische Oszillationsindex ist positiv, wenn beide Luftdruckgebiete starke Ausprägung erfahren, der sich durch einen großen Druckunterschied darstellt. Der stärkere Luftdruckgradient lässt die aufeinandertreffenden Luftmassen in stärkeren Westwinden sowie in einer gestiegenen Häufigkeit an Stürmen resultieren, die für einen relativ warmen und trockenen Winter in Europa sowie einen relativ kalten Winter in Skandinavien und Russland verantwortlich sind. Nördliche Teile Europas, wie beispielsweise das Vereinigte Königreich, Skandinavien sowie Russland erfahren stärkere Niederschläge, wohingegen Mittel- und Südeuropa niedrigeren Niederschlägen unterzogen ist.

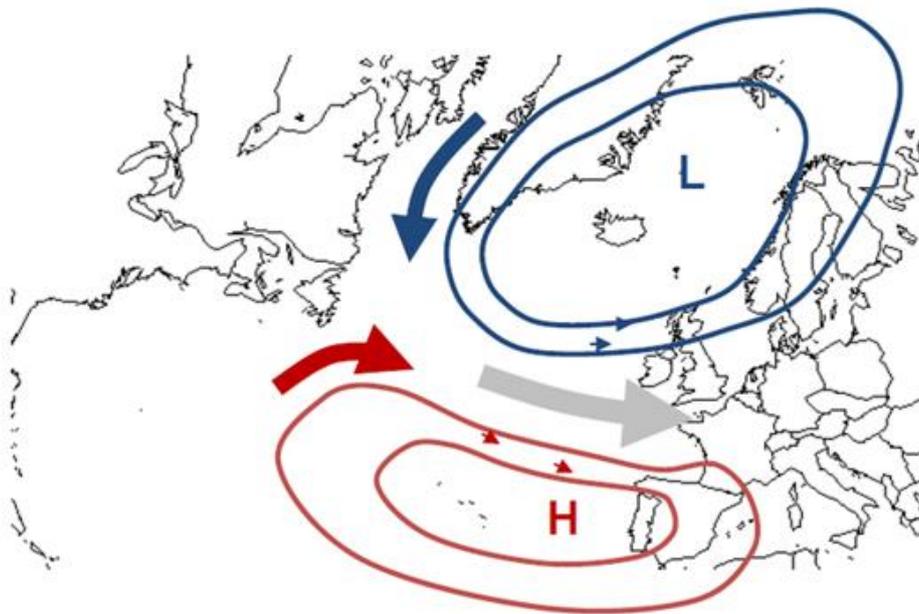


Abbildung 52: Graphische Darstellung des Mechanismus der Nordatlantischen Oszillation (NAO);  
Quelle: Zuba (2012)

Des Weiteren führt eine positive NAO zu höheren Temperaturen, ausgehend vom jeweiligen Wintermittel in Mittel-Ost- und Nordeuropa. Gegenätzlich definiert ein negativer NAO Index einen geringeren Druckunterschied beider Luftmassen, der bei einem schwach ausgeprägten Island-Tief sowie schwachem Azoren-Hoch gegeben ist. Der geringere Druckunterschied schwächt die ostwärts gerichteten Westwinde, die feuchte Luftmassen in den Mittelmeerraum und kalte Luft nach Mitteleuropa schaufeln und in stärkeren Niederschlägen im Mittelmeerraum sowie

dem Balkan resultieren. Europa ist bei einer negativen NAO von einem kalten und trockenen Winter geprägt. Höhere Temperaturen erfährt hingegen Südeuropa sowie der Nahe Osten (WANNER ET AL. 2001; MÜLLER ET AL. 2008). Die Bedeutsamkeit der NAO auf das europäische Wettergeschehen lässt ihre Vorhersage von größtem wissenschaftlichen Interesse erscheinen. Die NAO variiert auf drei Zeitskalen, nämlich in täglichen, saisonalen oder dekadischen Schwankungen. Tägliche Schwankung hängen mit der Dynamik der Atmosphäre zusammen, die die Intensität sowie Position des Jetstreams (Westwindband) betreffen. Saisonal wird die Variabilität der NAO zusätzlich durch Schwankungen nicht atmosphärischer Grenzbereiche beeinflusst, wie die Ozeanoberflächentemperatur sowie Meereiskonzentration. Auf der dekadischen Zeitskala unterliegt die NAO anthropogenem Einfluss, wie beispielsweise der Treibhausgasemissionen (WANG ET AL. 2017). Jüngst haben Modelle ihre Fähigkeit zur Vorhersage der NAO Anomalien unter Beweis gestellt, die jedoch die Komplexität des Systems beweisen, da ein breites Spektrum an Einflussfaktoren und Variablen die gesamte Maschinerie betreibt. *Kolstad & Screen (2019)* versuchten einen Zusammenhang zwischen dem Rückgang des Meereises der Barents- bzw. der Karasee und der Ausprägung der NAO dazustellen. Zwar haben sie über die letzten Jahrzehnte eine Korrelation zwischen dem Rückzug des Meereises der Barents- und Karasee im Herbst und einer vorausgehenden negativen NAO im folgenden Winter kalkulieren können, jedoch galt das nicht für die gesamte Zeitreihe. In der Vergangenheit konnte keine Meereis-NAO festgestellt werden (KOLSTAD & SCREEN 2019). Auch *Wang et al (2017)* haben in ihrer jüngsten Studie versucht, eine Vorhersage zur NAO unter dem Blickwinkel von Anomalien der Meereiskonzentration, der Ozeanoberflächentemperatur sowie der Schneedecke zu treffen. Das verwendete Modell identifizierte das Meereis der Barents- und Karasee im Herbst als stärkste Variable als Einflussfaktor der NAO im Winter, wobei eine erklärende Signifikanz nur vom Meereis ausgehend nicht erbracht werden konnte (WANG ET AL. 2017). *Petoukhov & Semenov (2010)* haben sich ebenfalls einer Untersuchung der Barents- und Karasee angenommen, können einen Link zur NAO allerdings von Beginn an ausschließen. Sie widmen sich dem Extremwinter 2005-2006, der von enormen Temperaturanomalien von  $-4\text{ °C}$  unter dem Winterdurchschnitt in Europa und  $-10\text{ °C}$  in Sibirien sowie gleichzeitigen sehr hohen Temperaturen in der Arktis von  $+14$

°C gekennzeichnet war, wie in Abbildung 53 dargestellt wird. Ein niedriger NAO Index, der diese Temperaturentwicklung erklären könnte, war allerdings nicht gegeben und kann somit als Einflussfaktor, durch die die Ostwind-Anomalien auf induzierte Großwetterlagen zurückzuführen sein könnten, ausgeschlossen werden (PETOUKHOV & SEMENOV 2010). In den jeweiligen Abbildungen 53 (a – c) ist ein Zusammenhang zwischen den positiven Temperaturanomalien der Arktis und den negativen der gemäßigten Breiten, insbesondere Sibiriens, eindeutig zu erkennen. Auch gilt das für die Verbreitung des Meereises der Barents- und Karasee, wobei die Karasee in Abbildung 53 (e) die stärkste Korrespondenz zu den Jahren der Winteranomalie 1976, 1984 sowie 2006 darstellt.

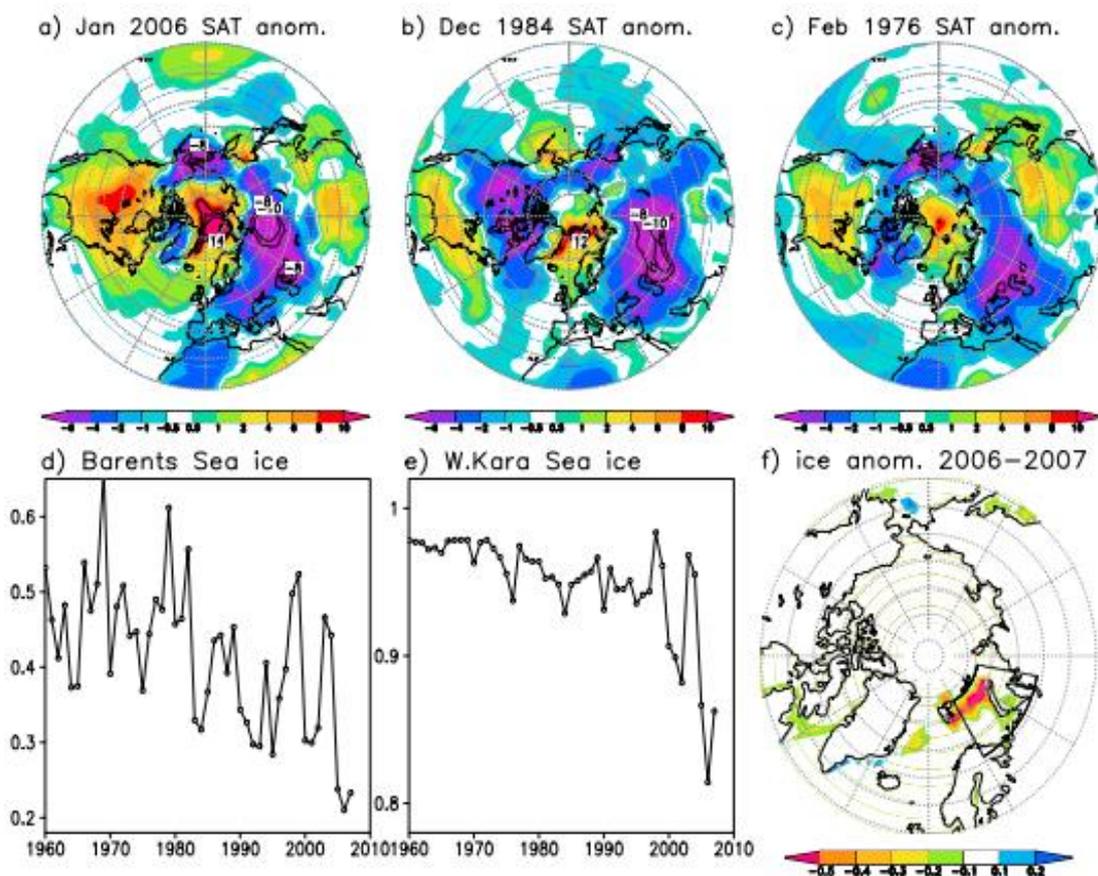


Abbildung 53: Temperaturanomalien der Arktis gegenübergestellt zu den in Europa und Sibirien für die Jahre 2006 (a), 1984 (b), 1976 (c) und Anomalien der Meereisbedeckung der Barentssee (d, f) und Karasee (e, f); Quelle: Petoukhov & Semenov (2010)

Es zeigt sich ebenfalls ein Zusammenhang zwischen dem Extremwinter 2005-2006 und der Anomalie der Meereisbedeckung im Bereich der Barents-Karasee, wie aus Abbildung 53 (f) zu entnehmen ist. Die Mechanismen der NAO im Detail zu analysieren, zu dechiffrieren und deren Wirkung auf das Wetter in Europa vorherzusagen, ist nach aktuellem Stand der Forschung eine Herausforderung und wird auch zukünftig ein Thema in der Wissenschaft sein.

### 5.2.2.2 Die Wirkung des Jetstreams auf das europäische Wettergeschehen im Sommer 2008

Der Jetstream ist das Starkwindband, das durch den Luftdruckgradient zwischen dem Polartief und den gemäßigten Breiten entsteht und mit für das Wettergeschehen der Nordhemisphäre, also auch Europa, verantwortlich ist. Mit der Erwärmung der Arktis durch den anthropogenen Klimawandel nehmen die Temperatur- und Luftdruckunterschiede zwischen Luftdruckzellen ab. Je geringer der Luftdruckunterschied beider Zellen ausfällt, umso mehr schwächt das Starkwindband, der sogenannte Jetstream, ab und schlägt in mäanderförmigen Wellen über die Nordhemisphäre aus. Wie man Abbildung 54 entnehmen kann, führen diese Wellen, wie im vorherigen Kapitel beschrieben, kalte Luft nach Europa sowie an die Westküste Nordamerikas.

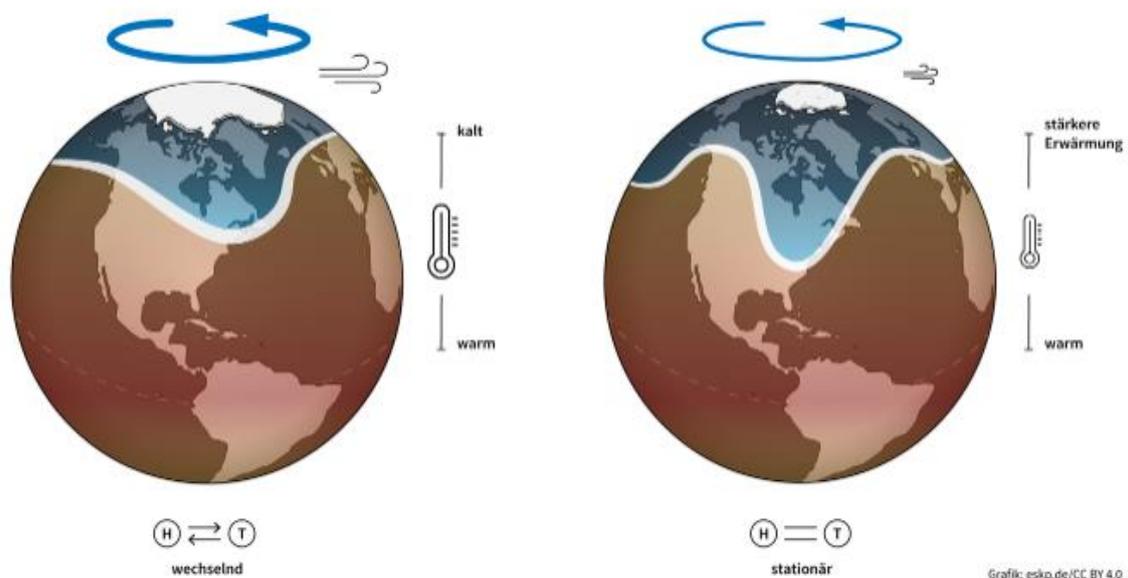


Abbildung 54: Graphische Darstellung des Jetstreams, links: stabiler Jetstream, rechts: mäanderförmiger Jetstream; Quelle: ESKP

Dabei sind nordhemisphärische Variationen von Wetterereignissen von der Stärke bzw. Schwäche des Jetstreams abhängig. *Imbery 2019* sieht einen Zusammenhang zwischen der Anzahl an Mäanderschleifen des Jetstreams und Extremwetterereignissen der Nordhemisphäre und macht es am Beispiel des Sommers 2018 deutlich. Sechs bis acht mäanderförmige Schleifen des Jetstreams führten zu einem turbulenten Wettergeschehen der Nordhemisphäre, wie aus Abbildung 54 entnommen werden kann (KORNHUBER ET AL. 2019). Europa war in diesem Sommer geprägt von enormer, langanhaltender Hitze, die zu überproportional hohen Temperaturen in Skandinavien, Dürren in Zentraleuropa und flächenhaften Bränden in Griechenland führte. Ebenfalls litt Japan sowie die Ostküste der USA unter Hitzewellen, die in Kalifornien die heftigsten Brände der Geschichte auslöste. Starkniederschläge und extreme Hochwasser beherrschten zu diesem Zeitpunkt die Westküste der USA (KORNHUBER ET AL. 2019; IMBERY 2019). *Kornhuber et al. 2019* machen ebenfalls einen abgeschwächten Jetstream für die Hitzewellen der Jahre 2003, 2006 sowie 2015 verantwortlich, der in diesen Jahren ein ähnliches Wellenmuster aufwies (KORNHUBER ET AL. 2019).

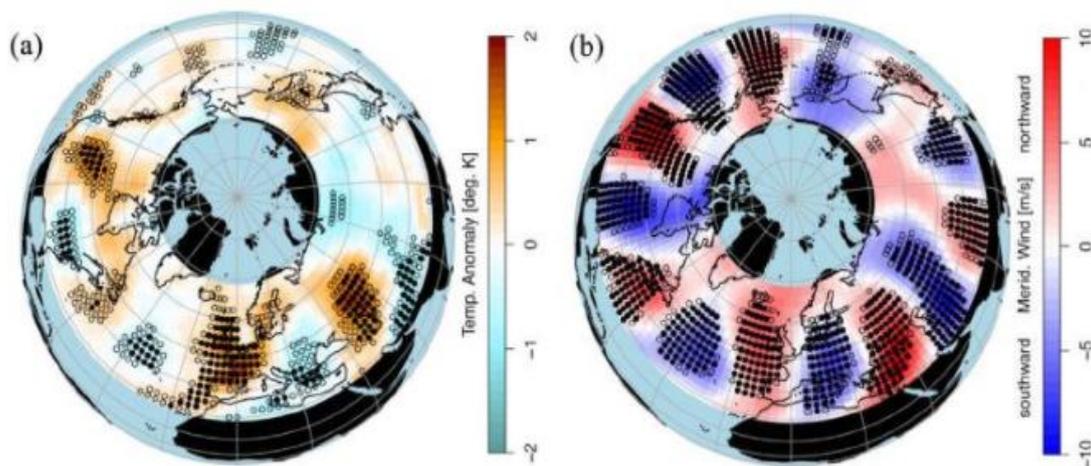


Abbildung 54: Jetstream Wellen im Sommer 2008 (JJA) dargestellt als Temperaturanomalien (a) sowie signifikante Abweichung der Klimamuster für die Monate JJA; Quelle: Kornhuber et al. (2019)

Wie sich der Jetstream mit dem Klimawandel verändert, lässt bei der Wissenschaft so manche Frage offen. Diese Arbeit soll verdeutlichen, dass eine Vorhersage der Entwicklung der NAO und somit des Jetstreams, bedingt durch die

thematische Komplexität und die vielen vorherrschenden Komponenten, die in Wechselwirkung zueinander stehen, nur schwer möglich ist. Viele Wissenschaftler gehen davon aus, dass der Klimawandel zu einer Reduktion des Luftdruckgradienten führen wird und sich folglich Extremwetterereignisse in Europa häufen könnten. Die Ursachen können bisher noch nicht eindeutig manifestiert werden, da eine Vielzahl an Einflussfaktoren auf das Luftdrucksystem einwirken. *Barnes & Polvani (2018)* haben eine 1 bis 2 Grad Verlagerung des Jetstream nach Norden bis zum Ende des 21. Jahrhunderts errechnet. Was genau im Einzelnen eine Nordverlagerung des Jetstreams für das Wetter und Klima in Europa oder weltweit bedeuten wird, ist noch völlig unklar. Die klimabedingte Schwächung des Golfstroms ist ebenfalls Gegenstand der aktuellen Forschung sowie eine Analyse des Klimawandels. Signifikante Auswirkungen auf den Jetstream werden ihm bisher nicht zugesprochen, könnten jedoch zukünftig - einhergehend mit dem anthropogenen Klimawandel - an Signifikanz gewinnen.

## 6. PERSPEKTIVEN

Der anthropogene Klimawandel ist voll im Gange und wird die Menschheit vor Herausforderungen stellen. Treibhausgasemissionen sorgen dafür, dass sich seit dem Industriezeitalter die Konzentration von CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, O<sub>3</sub> und weiteren Treibhausgasen in der Atmosphäre vermehren und so zu einem globalen Temperaturanstieg führen, wie aus Abbildung 55 ersichtlich ist.

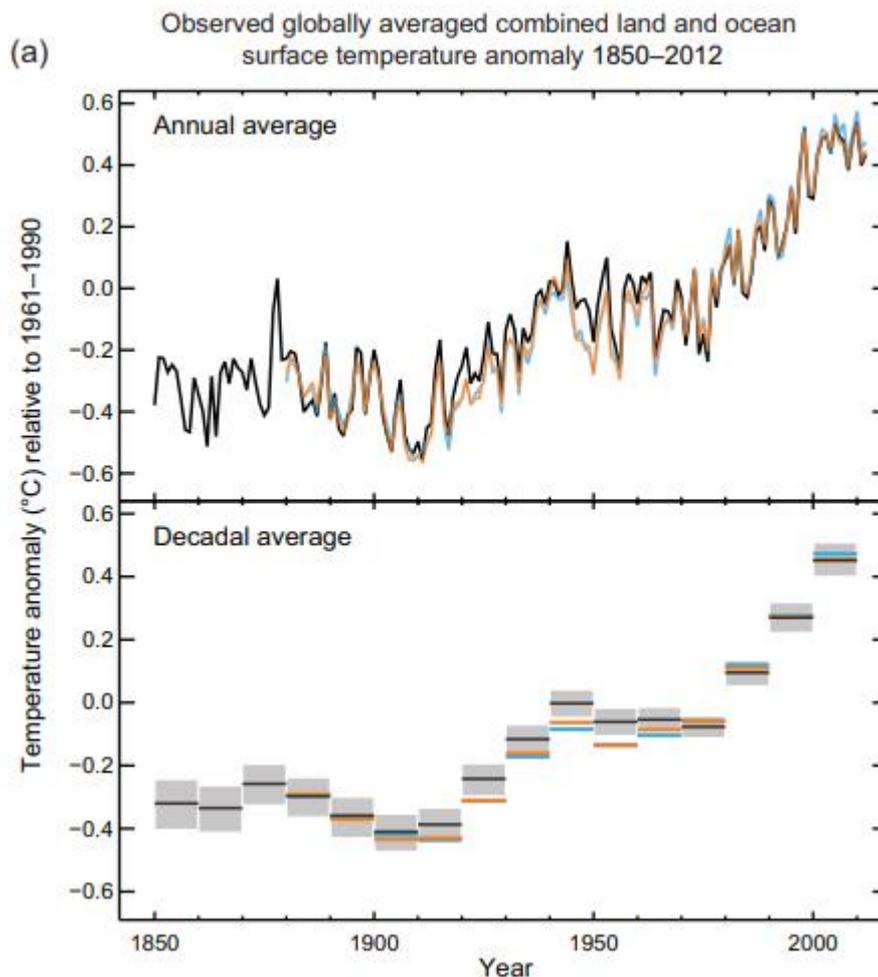


Abbildung 55: Veränderung der globalen Mitteltemperatur Land und Ozean zusammengefasst für den Zeitraum 1850 - 2012; IPCC (2013)

Aus Abbildung 55 geht klar hervor, dass die globale Mitteltemperatur im Zeitraum 1850 – 2012 sukzessive angestiegen ist. Von Beginn des Industriezeitalters bis um die letzte Jahrhundertwende befand sich die Temperatur mit kleinen Abweichungen auf dem damaligen Normalniveau, das mit einer verzögerten

Reaktion des Klimasystems auf die anthropogenen Emissionen zu erklären ist. Seit Anfang des 20. Jahrhunderts steigt die Jahresmitteltemperatur stetig. Prognosen für die Zukunftsentwicklung sagen einen weiteren, teils enormen Anstieg voraus, je nachdem wie stark die Menschheit ihre Lebensweise zu ändern bereit ist. Das IPCC hat hierzu anhand von Emissionsszenarien einen zukünftigen Ausblick hinsichtlich der globalen Temperaturentwicklung in seinem Bericht von 2013 veröffentlicht, der aus Abbildung 56 zu entnehmen ist.

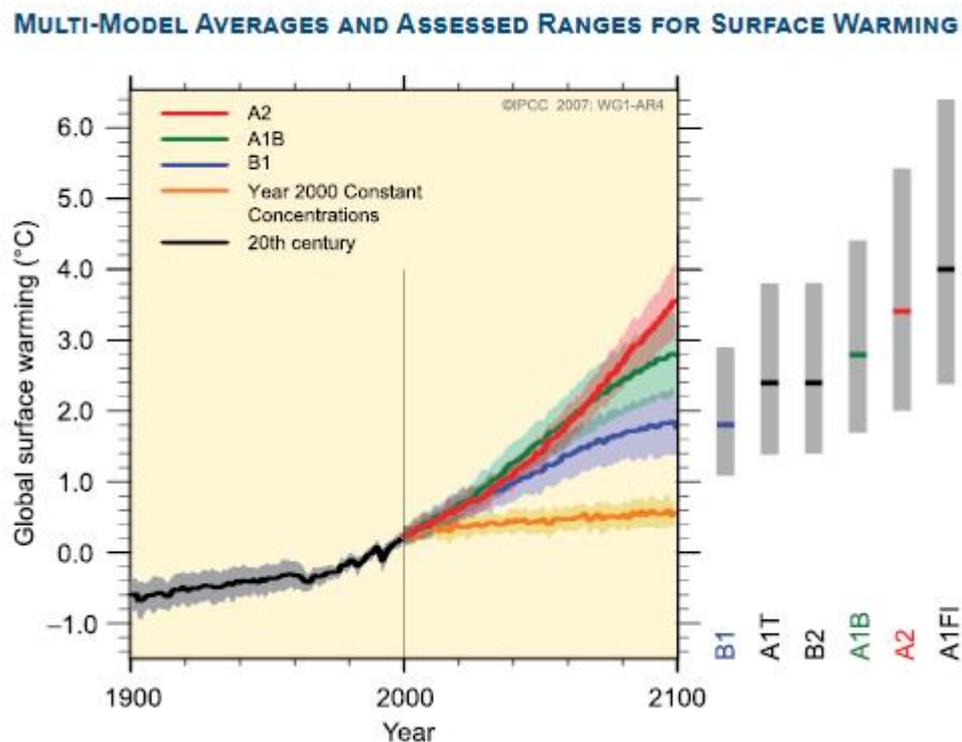


Abbildung 56: Modellierte Entwicklung der globalen Jahresmitteltemperatur anhand von Szenarien B1, A1T, B2, A1B, A2 sowie A1fi des IPCC AR4; Quelle: IPCC (2007)

Sämtliche Szenarien anthropogener Emissionen lassen die globale Mitteltemperatur steigen. Je nachdem, wie politische Entscheidungsträger zukünftig klimarelevante Entscheidungen treffen werden, wird die Menschheit hinsichtlich Wirtschaft, Naturgefahren, Landwirtschaft sowie des Wettergeschehens vor großen Herausforderungen stehen. Der Temperaturanstieg beeinflusst klimatologische sowie geophysikalische Mechanismen, die in Wechselwirkung mit Prozessen des Geosystems stehen und so eine Aneinanderkettung von Prozessveränderungen in Bewegung gesetzt wird. Zudem reagieren einige Mechanismen des Geosystems mit Rückkopplungseffekten, die

eine Erderwärmung zusätzlich deutlich beschleunigen. Der Anstieg der globalen Jahresmitteltemperatur wirkt sich zu allererst in der Arktis aus, da dieses Gebiet besonders sensibel auf Veränderungen reagiert und Prozessketten in Bewegung setzt. Die Arktis erwärmt sich doppelt so schnell wie der Rest des Geosystems und gilt als Indikator für den anthropogenen Klimawandel. Die globale Erwärmung führt zur sukzessiven Erwärmung der Meereisoberflächentemperatur des Polarmeers, die das Abschmelzen des Meereises der Arktis verstärkt. Schmilzt das Eis, werden die dunkel erscheinenden eisfreien Flächen immer größer, die die Albedo-Rückkopplung mobilisieren. Diese Rückkopplungsmechanismen beginnen die Erderwärmung immer stärker zu beschleunigen, und dies schneller, als es von Wissenschaftlern für politische- und wirtschaftliche Entscheidungsträger prognostiziert wurde. Ähnliches ist beim Meereisverlust zu beobachten. Abweichend von wissenschaftlichen Projektionen nimmt die Eisdecke der Arktis viel schneller und stärker ab, als mit Modellen errechnet wurde. In Abbildung 57 ist die vom IPCC prognostizierte zukünftige Entwicklung der Meereisausbreitung dargestellt.

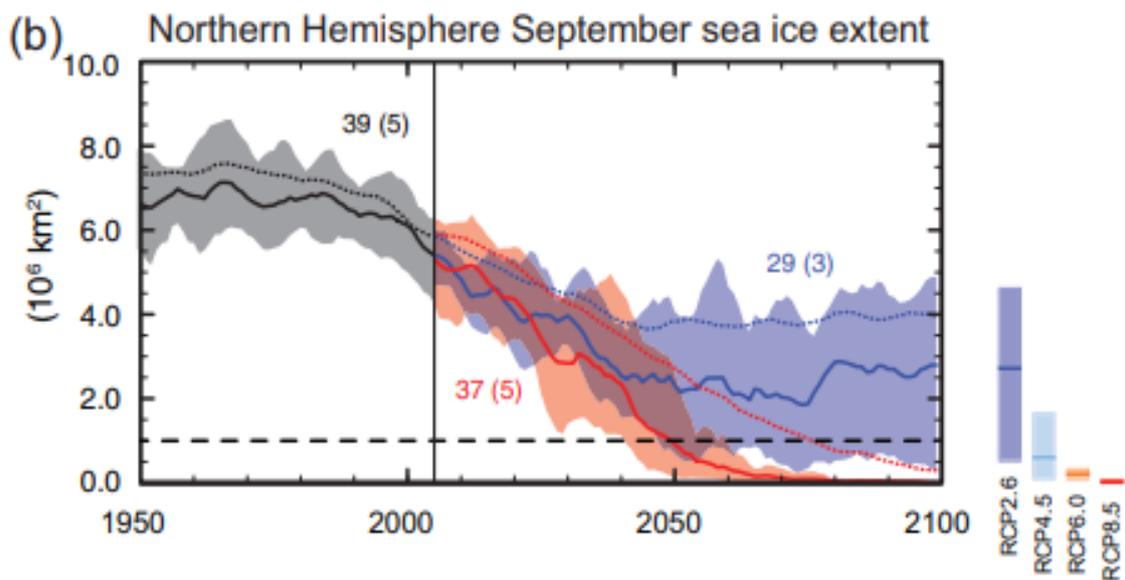


Abbildung 57: Prognose der Ausdehnung des Meereises im September in der Nordhemisphäre auf Grundlage verschiedener Modelle; Quelle: IPCC (2013)

Hinzu kommt, dass das Meereis aufgrund der zukünftigen Tendenz sowie der Rückkopplungseffekte der Arktis eine hohe Anfälligkeit zum Schmelzen hat. Neben

dem Schmelzen des Meereises setzen bedingt durch die globale Erwärmung weitere Schmelzprozesse ein, die das Schmelzen der Hochgebirgsgletscher nach sich ziehen und zusammen mit dem Meereis-Schmelzen den Meeresspiegel weltweit ansteigen lassen. Ein globaler Meeresspiegelanstieg hat verheerende Folgen für Menschen und Orte in Küstengebieten. Ganze Städte und Bevölkerungsgruppen droht die Umsiedlung weiter ins Landesinnere. In manchen Teilen der Welt, wie beispielsweise den Kiribati Inseln, Bangladesch oder gar den Niederlanden reichen selbst wenige Zentimeter Pegelanstieg, um eine Überflutung hervorzurufen. Ein Ausblick auf die Zukunftsentwicklung des Meeresspiegelanstiegs auf Grundlage verschiedener Modelle der AR5 des IPCC, stellt Abbildung 58 dar.

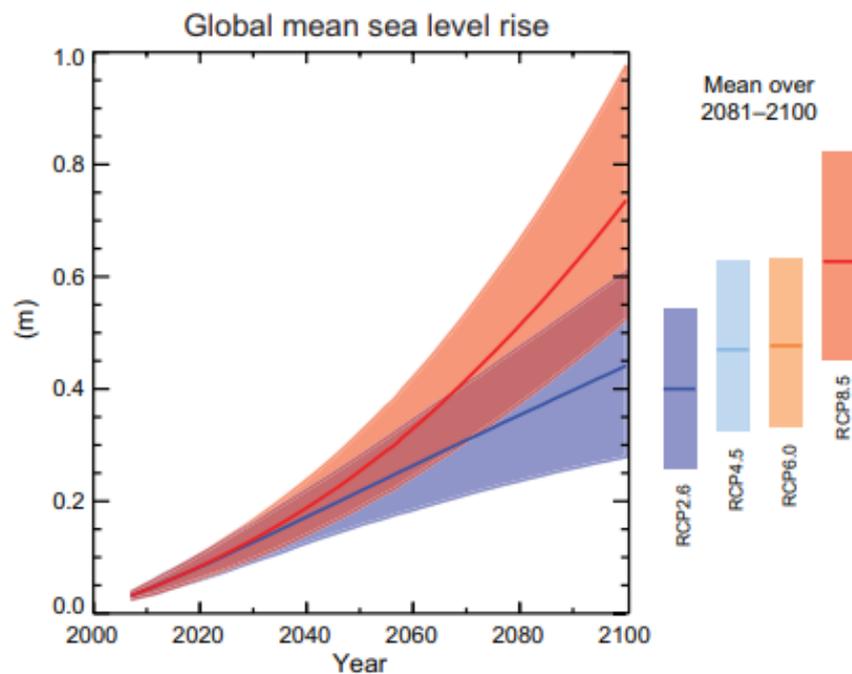


Abbildung 58: Projektionen des Meeresspiegelanstiegs im 21. Jahrhundert, basierend auf der Zeitreihe 1986 - 2005 in Abhängigkeit verschiedener Szenarien; Quelle: IPCC (2013)

Wissenschaftler prognostizieren anhand des optimistischsten Modells einen Meeresspiegelanstieg von ca. 0,4 Meter bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Die Meereisschmelze hat eine weitere Auswirkung auf den Ozean. Das salzhaltige Meerwasser wird mit Süßwasser vermischt, wodurch es zur Hemmung der Thermohalinen Zirkulation kommt, die folglich den Mechanismus von Meeresströmungen, wie die des Golfstroms, beeinflussen kann. Der Strom wird

langsamer, der Zirkulationsmechanismus nimmt ab, das Ozeanwasser erwärmt sich, eine erhöhte Sturmentwicklung ist die Folge.

Die globale Erwärmung, Meereisschmelze sowie Meeresspiegelanstieg wirken sich auf die Zirkulation der Großwetterlagen aus, die das regionale Wettermuster bestimmen. Wettermuster und Veränderungen der Erdoberfläche wie beispielsweise Gletscherschmelze oder tauender Permafrost ziehen klimatische-, alpine- und hydrologische Naturgefahren nach sich, die dann eine Gefahr für die lokale Bevölkerung, Wirtschaft sowie Infrastruktur darstellen. Zusammenfassend macht das Ziel der IPCC, der Begrenzung der Erderwärmung von 1,5 °C im globalen Mittel und damit einhergehend die Neutralisierung des weltweiten CO<sub>2</sub> Ausstoßes eine umfassende Veränderung sämtlicher Lebensbereiche notwendig. Eine drastische Emissionsreduktion aller industrieller- sowie nichtindustrieller Sektoren ist hierfür Bedingung, die wiederum eine starke Verhaltensänderung der Bevölkerung und globalpolitisches Handeln voraussetzt. Der Fokus wird dabei in Investitionen für die Entwicklung neuer, CO<sub>2</sub> – freier Technologien liegen.

## 7. DISKUSSION

Zielsetzung dieses Kapitels ist es, die in dieser Arbeit erlangten Erkenntnisse vom Einfluss des Klimawandels auf den Rückzug von Gletschern und arktischem Meereis hinsichtlich der zu Beginn aufgestellten Arbeitshypothesen und Forschungsfragen zu rechtfertigen.

Die in Arbeitshypothese 1 (H1) aufgestellte Behauptung: „*Die europäischen Alpen sehen einer gletscherfreien Zukunft entgegen*“ soll zuerst debattiert werden. Seit dem Ende der LIA unterliegen europäische Gletscher einem stetigen Rückzug. Das WGMS hat hierzu eine umfangreiche Datenbank aufgestellt, die auf Grundlage historischer und aktueller Daten, Fluktuationen der Massenbilanz bzw. der Länge sämtlicher Gletscher der Alpen katalogisiert. Seit dem Ende der LIA sind davon praktisch alle auf dem Rückzug. Der anthropogene Einfluss auf die Klimaentwicklung der Erde, der mit der Industrialisierung um das Jahr 1850 seinen Anfang nahm, ist der Hauptfaktor für den rasanten globalen Temperaturanstieg. Die Treibhausgasemissionen von Fabriken, Landwirtschaft, Transport, etc. fördern diese stetig steigende Temperaturentwicklung. Mit der Erwärmung geht die Schmelze einher. Längst ist der klimabedingte Gletscherrückzug sowie deren Auswirkungen auf den menschlichen Lebensraum Gegenstand wissenschaftlicher Forschungen. Das WGMS beobachtet einen starken negativen Trend der Massenbilanz globaler Gletscher. Um die Forschungsfrage F1 zu beantworten, können viele wissenschaftliche Quellen herangezogen werden. Nach dem WGMS nehmen sämtliche alpine Gletscher seit Ende der LIA an Länge sowie Massenbilanz stetig ab. Aufgrund teils langer Zeitreihen sowie der Sensibilität der Gletscher auf Klimaparameter (Temperatur und Niederschlag), kann ein Zusammenhang zwischen geringfügigen Klimaschwankungen und deren Auswirkungen auf diese besonders gut hergestellt werden. Sie reagieren nämlich nur wenige Jahre versetzt auf klimatische Veränderungen. Betrachtet man die katalogisierte Massenbilanzen alpiner Gletscher des WGMS, nehmen diese meist sehr stark mit dem Beginn der Industrialisierung bzw. dem Ende der LIA ab. Auch *Beniston et al. (2018)* bietet einen Einblick in die Veränderung der Gletscherlänge auf europäische Gletscher. Alle sind auf dem Rückzug. Auf Grundlage der aktuellen

Gletscherforschung kann somit F1 eindeutig beantwortet werden. Der Klimawandel führt zu einer abnehmenden bzw. negativen Gletschermassenbilanz der europäischen Gletscher. Verfolgt man den Trend des globalen Temperaturanstiegs und setzt diesen mit dem Eintritt von Rückkopplungsprozessen in Verbindung, wird das Abschmelzen der Gletscher weiter vorangetrieben werden. *Zekollari et al. (2019)* modelliert auf Grundlage der Gletschergeometrie einiger ausgewählter europäischer Gletscher deren zukünftige Ausbreitung. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts werden einige Gletscher in Gänze verschwunden sein, viele jedoch in Form von kleinen Eisfeldern, Karen oder Zungen bestehen bleiben. Die Arbeitshypothese 1 kann somit nicht gänzlich demonstriert werden. Ein geringer Teil der alpinen Gletscher wird Europa erhalten bleiben.

Der klimabedingte Gletscherrückzug birgt Risiken für Mensch und Umwelt. Schmilzt ein Gletscher, verlieren die Fels- und Geröllwände ihre Stabilität und lösen Material unterschiedlicher Größen heraus. Diese gehen als gravitative Massenbewegungen talwärts und können katastrophale Folgen für die Bevölkerung nach sich ziehen. Ganze Bergflanken können einstürzen, die in Kombination mit Gletscherwasser Murgänge auslösen und talabwärts für verheerende Überflutungen sorgen können. Eine Beschädigung der Infrastruktur, wie beispielsweise eine verschüttete Zugangsstraße oder Bahnstrecke, kann den Verkehr für Stunden oder gar Tage komplett zum Erliegen bringen. Auch Rettungskräfte kämen nur erschwert ins Katastrophengebiet, eine Tatsache, die Menschenleben kosten könnte. Der wirtschaftliche Faktor darf in so einem Fall ebenfalls nicht unterschlagen werden. Eine Störung der Produktion in Firmen, Fabriken, Einzelhandel usw. führt zu finanziellen Einbußen, die je nach Wirtschaftskraft der Region existenzielle Folgen nach sich ziehen können. Wie am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers beschrieben, können gravitative Massenbewegung in einer variablen Vielzahl auftreten. Neben diesen ist die Bildung von immer mehr Gletscherseen in den europäischen Alpen als auch weltweit zu beobachten. Ein Ausbruch solcher Gletscherseen kann gleichwohl fatale Auswirkungen auf Siedlungen, die entlang der Gletscherabflüsse liegen, haben. Häuser, Straßen sowie Energieträger können je nach Ausmaß zur Gänze zerstört werden und Menschen ihr Leben verlieren. Somit ist auch F2 beantwortet.

Nachdem Arbeitshypothese H1 sowie die entsprechenden Forschungsfragen F1 und F2 beantwortet sind, wird sich im Folgenden mit der Aufklärung von Arbeitshypothese H2 befasst: *Der Klimawandel wird noch in diesem Jahrhundert zu einer saisonal eisfreien Arktis beitragen.* Aufgrund der besonders starken Sensibilität der Arktis den Klimaschwankungen gegenüber, zählt die Fluktuation des arktischen Meereises als Indikator für den Klimawandel. Schon die kleinste Temperaturänderung lässt das Eis zeitnah reagieren. Insbesondere, da genau dort die Rückkopplungsprozesse weitgehend entstehen und immensen Einfluss ausüben. Schneller und stärker als alle anderen Bereiche der Erde erwärmt sich die Arktis analog dem Anstieg der Globaltemperatur, die durch die anthropogenen Treibhausgasemissionen vorangetrieben und intensiviert wird. Das führt zu einem umfangreicheren Abschmelzen des Meereises. Beim winterlichen Wiedergefrieren kann das Eis seine vorherige Dicke nicht mehr erreichen, so dass die Meereisfläche Jahr für Jahr teils stark abnimmt. Seit einigen Jahren ist eine Intensivierung des Schmelzvorgangs bzw. des Meereisrückgangs zu beobachten. Der Meereisrückgang, den Wissenschaftler des IPCC in den Jahren 2003 wie 2007 modelliert haben, deckt sich nicht mit den mittlerweile durchgeführten Messungen. Der Einfluss des anthropogenen Klimawandels auf das Meereis ist um ein Vielfaches stärker, als von den Experten angenommen, was F3 folglich beantwortet. Der Klimawandel hat einen besonders starken Einfluss auf den Meereisrückgang. Viele Modellierungen führen auf, dass Mitte des 21. Jahrhunderts zum ersten Mal mit einer komplett eisfreien Arktis im Sommer zu rechnen sei, wie beispielsweise *Niederdenk & Notz (2018)* kalkulieren. Von einer ganzjährig eisfreien Arktis ist jedoch zum jetzigen Zeitpunkt noch keine Rede. Folglich kann die Arbeitshypothese 2 unterstützt werden.

Das Abschmelzen des Meereises wirkt sich langfristig auf die thermohaline Zirkulation in den Ozeanen aus, d. h. das Meer wird sich aufgrund des abgeschwächten Nährstoffaustausches langsam erwärmen. Die somit vorangetriebene, verstärkte Verdunstung des Meeres, nimmt Einfluss auf Großwetterlagen sowie tropische Stürme. Das Wetter in Europa wird weitgehend von der NAO bestimmt. Die Wissenschaft ist sich relativ sicher, dass die Abnahme des Meereises wesentlichen Einfluss auf die NAO haben wird, jedoch ist dieses Phänomen ein höchst komplexes Konstrukt, basierend auf vielen einzelnen

Einflussfaktoren, die miteinander in Wechselwirkung stehen. Die ausschlaggebenden Komponenten zweifelsfrei zu identifizieren ist und wird weiterhin der Schwerpunkt der Forschung auf diesem Gebiet sein. Daher kann die Forschungsfrage F4 zum jetzigen Zeitpunkt noch nicht bestätigt werden. Es ist ein sehr komplexes Thema, das noch wesentlich intensiverer Forschung bedarf, doch sind sich die meisten Wissenschaftler über diesen Einfluss sicher.

## 8. ZUSAMMENFASSUNG

Der Klimawandel ist in aller Munde, wird diskutiert, debattiert und ist medial allgegenwärtig. Diese Arbeit fokussiert sich auf die Wirkungskraft des Klimawandels sowohl auf Gletscher als auch auf das arktische Meereis, wobei die Gletscherthematik anhand zweier Alpengletscher dargestellt wird. Der Klimawandel ist in erster Linie ein natürliches Phänomen, das in der Geschichte unseres Planeten Erde ständig präsent war und ist. Das irdische Klimasystem steht in unmittelbarer Verbindung und Wechselwirkung zu allen Geosystemen und reagiert auf jede Veränderung des Gesamtsystems. Einige der Klimaveränderungen waren von immensem Ausmaß, so dass sich bestimmte Tier- und Pflanzenarten nicht anpassen konnten und folglich ausstarben. Das heutige Klima ist weiterhin Veränderungen unterzogen, nur mit dem großen Unterschied, dass der Mensch aufgrund seiner recht jungen, zivilisierten und industriellen Lebensweise als Katalysator immens dazu beiträgt. Die Auswirkungen auf das Klima sind entsprechend stark und gehen vielfach schneller vonstatten, als das bei den natürlichen klimatischen Veränderungen der Fall wäre. Dementsprechend fallen die Effekte des Klimawandels auf die Geosysteme der Erde schneller und heftiger aus. So sind Gletscher beispielsweise weltweit auf dem Rückzug und stellen sowohl die lokale als auch die globale Bevölkerung auf Dauer vor neue Herausforderungen. Der Gletscherrückgang sowie das mit der Klimaerwärmung einhergehende Auftauen des Permafrosts im Hochgebirge, führt zu einer Destabilisierung von Hängen und Felswänden, was wiederum eine Reihe von Naturgefahren nach sich zieht. Gravitative Massenbewegungen wie etwa Erdbeben oder Felsstürze sowie die Bildung von Gletscherseen nehmen immer mehr zu und stellen zunehmend eine Bedrohung für die Bevölkerung wie auch die Wirtschaft und den Tourismus dar. Am Beispiel des Unteren Grindelwaldgletschers im Berner Oberland werden beide Gefahrenarten sowie deren Gefährdung detailliert dargestellt. Die Gletscherschmelze übt ebenfalls starken Einfluss auf die Energiegewinnung wie beispielsweise auf Wasserkraftwerke aus und verändert zudem die Abflussmenge der Flüsse. Saisonale Hochwasser sowie die Modifizierung des Flussbetts sind die Folge. Auch

in Zukunft wird dieser Mechanismus Veränderungen unterzogen sein und die Bevölkerung vor neue Herausforderungen stellen. Wenn die Gletscher aufgrund der Klimaerwärmung weiterhin schmelzen und eines Tages auf ein Minimum geschrumpft sein werden, wird auch das Auswirkungen auf die Abflussmenge haben. Nicht nur der alpine Raum, sondern vielmehr alle vergletscherten Hochgebirgsregionen werden dabei unter Wassermangel ihrer Flüsse leiden. Zudem kann eine Verknappung des Trinkwassers auftreten.

Auch wirkt sich der Klimawandel auf das arktische Meereis aus. Mit der steigenden Globaltemperatur nimmt sowohl Stärke als auch Fläche des Meereises in der Arktis kontinuierlich ab. Das nördlichste Gebiet der Erde reagiert besonders sensibel auf Veränderungen im Klimasystem. Klimarelevante Rückkopplungsprozesse, wie beispielsweise die Albedo-Rückkopplung, finden weitgehend in der Arktis statt und deren zukünftige Auswirkungen bei bestehendem Temperaturtrend werden massiven Einfluss auf andere Geosysteme und die Menschheit ausüben. Die Anreicherung der Ozeane mit Süßwasser des schmelzenden Meereises wird einen signifikanten Einfluss auf die thermohaline Zirkulation der Meere nach sich ziehen. Die wiederum hat dann höchstwahrscheinlich Auswirkungen auf Großwetterlagen wie beispielsweise die NAO. Folglich könnte dies zukünftig zu Veränderungen des europäischen Wettergeschehens führen, was wiederum einen Anstieg an geophysikalischen, meteorologischen sowie hydrologischen Naturgefahren nach sich ziehen kann, da die NAO für die Temperatur- und Niederschlagsmuster in Europa verantwortlich zeichnet. Das Schmelzen des arktischen Meereises kann zukünftig allerdings auch ökonomische Vorteile mit sich bringen. Das saisonale Befahren der Nordwestpassage beispielsweise ermöglicht eine erhebliche Verkürzung der interkontinentalen Schiffsrouten. Ferner beherbergt die Arktisregion eine große Menge an Bodenschätzen und Rohstoffen, die heutzutage durch die noch existierende Eisdecke größtenteils unzugänglich sind.

Wie sich das Klima der Erde letztendlich zukünftig weiterentwickeln wird und welche Herausforderungen das für die Menschheit darstellt, liegt größtenteils im zukünftigen anthropogenen Handeln.

## LITERATURVERZEICHNIS

- AHNERT F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – 1. Auflage Stuttgart
- AHNERT F. (2015): Einführung in die Geomorphologie. - 5. Auflage, UTB Verlag Stuttgart
- ALLEN P. (1997): Earth Surface Processes. Blackwell Science, Oxford
- ALLISON I., C. FIERZ, R. HOCK, A. MACKINTOSH, G. KASER & S. NUSSBAUMER (2019): IACS: past, present and future of the International Association of Cryospheric Sciences. IN: History of Geo- and Space Sciences 10 (2019), 97 – 107
- AMSA – ARCTIC MARINE SHIPPING ASSESSMENT REPORT (2009)
- BARNES E. & L. POLVANI (2013): Response of the Midlatitude Jets and of their Variability to increased Greenhouse Gases in the CMIP5 Models. IN: Journal of Climate, Vol. 26, 7117 – 7135
- BAUMHAUER R. & S. WINKLER (2014): Glazialgeomorphologie. Formung der Landoberfläche durch Gletscher. – Gebr. Borntraeger. – Stuttgart
- BJÖRNSSON H., PALSSON F. & G. FLOWERS (2003): Surges of glaciers in Iceland. IN: Annals of Glaciology. Vol. 36, 82 – 90
- BUDIKOVA D. (2009): Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. – In: Global and Planetary change 68 (2009)149-163.
- CHUGUNKOVA, A. & A. PYZHEV (2020): Impacts of global climate change on duration of logging season in Siberian boreal forests. IN: Forests 756 (2020), 1 – 18
- CLAGUE J. AND STEAD D. (2012): Landslides. Types, Mechanisms and Modeling. – New York
- COOPER H., EVERS S., APLIN P., CROUT N., DAHALAN M. & S. SJÖGERSTEN (2020): Greenhouse gas emissions resulting from conversion of peat swamp forest to oil palm plantation. IN: Forests in the Anthropocene, 407
- COPERNICUS ATMOSPHERE MONITORING SERVICE: Another active year of Arctic wildfires. URL: [atmosphere.copernicus.eu/another-active-year-arctic-wildfires](https://atmosphere.copernicus.eu/another-active-year-arctic-wildfires). (14.07.2020)
- COPERNICUS ATMOSPHERE MONITORING SERVICE: Temperature records Siberia while wildfires arctic surpass last years activity. URL: [atmosphere.copernicus.eu/temperature-records-siberia-while-wildfires-arctic-surpass-last-years-activity](https://atmosphere.copernicus.eu/temperature-records-siberia-while-wildfires-arctic-surpass-last-years-activity) (14.07.2020)
- COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S) (2021): Sea ice cover for January 2021. URL: <https://climate.copernicus.eu/sea-ice-cover-january-2021> (15.01.2021)

DEUTSCHE ZENTRUM FÜR LUFT- UND RAUMFAHRT DLR (2020): Der globale Luftverkehr trägt 3,5 Prozent zur Klimaerwärmung bei. URL: [https://www.dlr.de/content/de/artikel/news/2020/03/20200903\\_der-globale-luftverkehr-traegt-3-5-prozent-zur-klimaerwaermung-bei.html](https://www.dlr.de/content/de/artikel/news/2020/03/20200903_der-globale-luftverkehr-traegt-3-5-prozent-zur-klimaerwaermung-bei.html) (1.08.2020)

DIETRICH, A. & M. KRAUTBLATTER (2017): Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria). IN: *Geomorphology* 287 (2017), 144 – 158

DYUKAREV, E., N. POLOGOVA, E. GOLOVATSKAYA & A. DYUKAREV (2011): Forest cover disturbances in the South Taiga of West Siberia. IN: *Environmental Research Letters* 6 (2011), 1-9

EARTH SYSTEM KNOWLEDGE PLATFORM: Schrumpfende Meereisdecke beeinflusst Wetter und Windsysteme. URL: <https://www.eskp.de/klimawandel/schrumpfende-meereisdecke-beeinflusst-wetter-und-windsysteme-935217/> (20.02.2021)

EARTH SYSTEM KNOWLEDGE PLATFORM: Wie beeinflusst der Klimawandel den Jetstream? URL: <https://www.eskp.de/klimawandel/wie-beeinflusst-der-klimawandel-den-jetstream-9351059/> (23.02.2021)

EHLERS J. (2011): *Das Eiszeitalter.* – Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg

ELSNER H., SIEVERS H., SZURLIES M. & H. WILKEN (2014): Das mineralische Rohstoffpotenzial der Arktis. IN: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. *Deutsche Rohstoffagentur, Commodity Top News Nr. 41*, Hannover

FRANCIS J., VERON D. & D. LEATHERS (2009): Winter Northern Hemisphere wheater patterns remember summer arctic sea ice extent. –In: *Geophysical Research Letters*, Vol. 36 L07503, doi:10.1029/2009GL037274, 2009

FRISCH W. & M. MESCHDE (2005): *Plattentektonik. Kontinentalverschiebung und Gebirgsbildung.* – 3. Auflage Primus Verlag Darmstadt

GLADE, T. & C. FELGENTREFF (2008): *Naturrisiken und Sozialkatastrophen.* Springer-Verlag Berlin, Heidelberg

GOBIET, A., KOTLARSKI S., BENISTON M., HEINRICH G., RAJCZAK J. & M. STOFFEL (2013): 21st century climate change in the European Alps – A review. IN: *Science of the Total Environment* 493 (2014), 1138 – 1151.

GOUDIE, A. (2002): *Physische Geographie – Eine Einführung.* 4. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

GREENPEACE (2008): *Wie die Palmölindustrie das Klima verheizt.* URL: [https://www.greenpeace.de/sites/www.greenpeace.de/files/PalmoelRepZusfas\\_B\\_0.pdf](https://www.greenpeace.de/sites/www.greenpeace.de/files/PalmoelRepZusfas_B_0.pdf) (22.08.2020)

GREENPEACE (2015): Arktis Schutzgebiet oder industrielle Nutzung ohne Grenzen? Berlin. URL: [https://www.greenpeace.de/sites/www.greenpeace.de/files/gpbm\\_arktis\\_schutzschut\\_oder\\_industrielle\\_nutzung\\_ohne\\_grenzen.pdf](https://www.greenpeace.de/sites/www.greenpeace.de/files/gpbm_arktis_schutzschut_oder_industrielle_nutzung_ohne_grenzen.pdf) (2.01.2021)

HAEBERLI (1998): Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies. Herausgeber: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization 7. Paris

HAEBERLI W., SCHAUB Y. & C. HUGGEL (2017): Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. IN: *Geomorphology*, Vol. 293, 405 – 417

HASLETT S.K. (2000): Coastal systems. - Abington

HEINRICH G., GOBIET A., TRUHETZ H. & T. MENDLIK (2013): Expected climate change and its uncertainty in the Alpine region: extended uncertainty assessment of the reclip: century and ENSEMBLES multi-model dataset. Wegener Center Scientific Report 50

HUGGEL C., HAEBERLI W., KÄÄB A., BIERI D. & S. RICHARDSON (2004A): An assessment procedure for glacier hazards in the Swiss Alps. IN: *Canadian Geotechnical Journal*. Vol. 41, 1068 – 1083

HUNGR O. & JAKOB M. (2005): Debris flow hazards and related phenomena. - Chichester

IMBERY F. (2009): 2018 – A Climatological View on an Outstanding Year. Vortrag am Deutschen GeoForschungsZentrum TERENO Conference 2019. URL: [http://icg4003-v3.icg.kfajuelich.de/joomla/images/WorkshopsandConferences/Workshop\\_2019/03\\_201920190\\_Imbery\\_tereno.pdf](http://icg4003-v3.icg.kfajuelich.de/joomla/images/WorkshopsandConferences/Workshop_2019/03_201920190_Imbery_tereno.pdf) (20.01.2021)

IPCC (2007): Summary for Policymakers. 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., D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC (2013): Summary for Policymakers. IN: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Quinn, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC (2018): Summary for Policymakers. IN: *Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of*

strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development and efforts to eradicate poverty [V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Pean, R. Pidcock, S. Connors, J. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor & T. Waterfield (eds.)] World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.

KÄÄB ET AL. (2007): Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. IN: Global and Planetary Change, Vol. 56, 111 – 122

KAWA (2015): Klimawandel und Naturgefahren – Veränderungen im Hochgebirge des Berner Oberlandes und ihre Folgen. Amt für Wald (KAWA). Herausgeber: AG NAGEF – Arbeitsgruppe Naturgefahren des Kantons Bern

KOLSTAD E. & J. SCREEN (2019): Nonstationary relationship between autumn Arctic sea ice and the winter North Atlantic Oscillation. IN: Geophysical Research Letters, 46, 7583 – 7591

KORNHUBER K., OSPREY S., COUMOU D., PETRI S., PETOUKHOV V., RAHMSTORF S. & L. GRAY (2019): Extreme weather events in early summer 2018 connected by a recurrent hemispheric wave-7 pattern. Environmental Research Letters, Volume 14, Number 5.

LE ROY, M. ET AL. (2015): Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. IN: Quaternary Science Reviews 108 (2018), 1 – 22.

MASSON-DELMOTTE V., ZHAI P., PÖRTNER H., ROBERTS D., SKEA J., SHUKLA P., PIRANI A., MOUFUUMA-OKIA W., PEAN C., PIDCOCK R., CONNORS S., MATTHEWS J., CHEN Y., ZOU X., GOMIS M., LONNOY E., MAYCOCK T., TIGNOR M. & T. WATERFIELD (2018): IPCC Annex I: Glossary [Matthews, J.B.R. (ed.)]. IN: Global Warming of 1,5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. In Press

MEEREISPORTAL (2021): Meereisentwicklung in beiden Polarregionen auf normalem Niveau. URL: <https://www.meereisportal.de/archiv/2021-kurzmeldungen-gesamttexte/meereisentwicklung-in-beiden-polarregionen-auf-normalem-niveau/> (12.02.2021)

MEEREISPORTAL: Meereis und Atmosphäre. URL: <https://www.meereisportal.de/meereiswissen/die-globale-bedeutung-von-meereis/wechselwirkungen-von-meereis-mit-anderen-komponenten-des-klimasystems/meereis-und-atmosphaere/> (16.07.2020)

MEINARDUS W. (1944): Zum Kanon der Erdbestahlung. IN: Geologische Rundschau, 34, 748 - 162

MERGILI M., M. JABOYEDOFF, J. PULLARELLO & S. PUDASAINI (2020): Back calculation of the 2017 Piz Cengalo-Bondo landslide cascade with r.avaflow: what we can do and what we can learn. IN: Natural Hazards Earth System Science, 20 (2020), 505 – 520

MERKL S. (2015): Gefahrenpotenzial von Gletscherseen in Tirol unter Betrachtung deren räumlicher und zeitlicher Entwicklung. – Masterarbeit, Universität für Bodenkultur Wien

MORGENSTERN A, ULRICH M., GÜNTHER F., ROESSLER S., FEDEROVA I., RUDAYA N., WETTERICH S., BOIKE J. & L. SCHIRRMESTER (2013): Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study. IN: Geomorphology 201, 363 - 379

MÜLLER W., APPENZELLER C. & M. LATIF (2008): NAO und Vorhersagbarkeit. IN: Die Nordatlantische Oszillation, 130 – 137

MUNICH RE: Risiken durch Naturkatastrophen. URL: <https://www.municre.com/topics-online/de/climate-change-and-natural-disasters/natural-disasters/overview-natural-catastrophe-2016.html> (22.04.2020)

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA): Arctic Sea Ice Minimum. URL: <https://climate.nasa.gov/vital-signs/arctic-sea-ice/>

OBERINGENIEURKREIS I, Regierungsstatthalteramt Interlaken, Herausgeber: Einwohnergemeinde Grindelwald und Schwellenkooperation Grindelwald. Gletschersee Grindelwald. URL: <http://www.gletschersee.ch> (11.01.2021)

PETOUKHOV, V. U. V. SEMENOV (2010): A link between reduced Barent-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. In: Journal of geophysical research, Vol. 115

PIEPJOHN K. (2014): Die Geologie der Arktis, ihre Bodenschätze und ihr rechtlicher Status. IN: Warnsignal Klima. Die Polarregionen, Wissenschaftliche Auswertungen. Lozán. Hamburg

POLYAK, L. ET. AL. (2010): History of sea ice in the Arctic. - In: Quaternary Science reviews, Vol. 27, pp. 1757 – 1778

REYNOLDS J. (2003): Development of glacial hazard and risk minimisation protocols in rural environments. Guidelines for the management of glacial hazards and risks. Project No: R7816

RICHARDSON S. & J. REYNOLDS (2000): An overview of glacial hazards in the Himalayas. IN: Quaternary International. 65 – 66, 31 – 47

ROSENBLUM E. & I. EISENMAN (2016): Faster arctic sea ice retreat in CMIP5 than in CMIP3 due to volcanoes. IN: Journal of Climate, 29, 9179 - 9188

RUDDIMAN, W. F. (2008): Earth's climate – Past and Future. 2. Edition (W.H. Freeman and Company) New York

SCHAUB Y., HAEBERLI W., HUGGEL C., KÜNZLER M. & M. BRÜNDL (2013): Landslide and New Lakes in Deglaciating Areas: A Risk Management Framework. IN: Landslide Science and Practice. Vol. 7, 31 – 38

SCHMIDL J. & C. FREI (2005): Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. IN: International Journal of Climatology 25 (2005), 753 – 771

SCHÖNWIESE, C. (2019): Klimawandel kompakt. Ein globales Problem wissenschaftlich erklärt. – Stuttgart

SCREEN J. & D. WILLIAMSON (2017): Ice-free Arctic at 1,5°C? IN: Nature Climate Change, 7, 230 – 231

SERREZE M. UND BARRY R. (2011): Process and impacts of Arctic amplifications: A research synthesis. – In: Global and Planetary Change 77 (2011) 85-96

SHACKLETON, N.J. (2000): The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity.

SHAH V. (2017): Report finds a million “missing hectares” in palm oil industry. URL: <https://www.eco-business.com/news/report-finds-a-million-missing-hectares-in-palm-oil-industry/> (10.08.2020)

STOFFEL M. & C. HUGGEL (2012): Effects of climate change on mass movements in mountain environments. IN: Progress in Physical Geography, 36 (2012), 421 – 439

STOFFEL M., BOLLSCHWEILER M. & M. BENISTON (2011): Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences-potential future evolutions. IN: Climate Change, 105 (2011), 263 – 280

STOFFEL, M., TIRANTI, D. & C. HUGGEL (2014): Climate change impacts on mass movements – Case studies from the European Alps. IN: Science of the Total Environment 493 (2014), 1255 – 1266.

ULRICH M. 2018: Böden im Permafrost. Tauender Untergrund: Ursachen, Folgen, Schutz. IN: Geographie heute 337.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (2004): Landslide Types and Processes. Fact Sheet 2004-3072

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (2008): Circum-Arctic Resource Appraisal. Estimates of discovered Oil and Gas North of the Arctic Circle, 2008 – 3049, U.S. Department of the Interior. Reston

WANG L., TING M. & P. KUSHNER (2017): A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate. IN: Scientific Reports, Vol. 7.

WANG M. AND OVERLAND J. (2009): A sea ice free summer Arctic within 30 years – In: Geophysical Research Letters Vol. 36 (2009) L07502

WANG, S. & L. ZHOU (2019): Integrated impacts of climate change on glacier tourism. IN: Advances in Climate Change Research 10 (2019), 71 – 79.

WANNER H., BRÖNNIMANN S., CASTY C., GYALISTRAS D. LUTERBACHER J., SCHMUTZ C., STEPHENSON D., E. XOPLAKI (2001): North Atlantic Oscillation – Concepts and Studies. IN: Surveys in Geophysics, Vol. 22, 321 – 282

WESTOBY M., GLASSER N., BRASINGTON J., HAMBREY M., QUINCEY D. & J. REYNOLDS (2014): Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes. IN: Earth-Science Reviews. Vol. 134, 137 – 159

WILLIAMS M., DUNKERLEY D., DE DECKKER D., KERSHAW P. & J. CHAPPELL (1998): Quaternary Environments, second edition. London, New York, Sydney, Auckland

WINKLER K., ZWEIFEL B., MARTY C. & F. TECHEL (2019): Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen. Hydrologisches Jahr 2017/2018. WSL Berichte, Heft 77

WORLD GLACIER MONITORING SERVICE WGMS: URL: <https://www.wgms.ch>

WORNI R., HUGGEL C., CLAGUE J., SCHAUB Y. & M. STOFFEL (2014): Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: A modelling perspective. IN: Geomorphology. Vol. 224, 161 – 176

WSL – INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG (2016): SLF-Beobachterhandbuch. Herausgeber: WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF. Davos

WSL – INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG: Lawinenbulletin und Schneesituation. URL: <https://www.slf.ch/de/lawinenbulletin-und-schneesituation/wissen-zum-lawinenbulletin.html> (19.03.2020)

WSL (EIDGENOSSENSCHAFTLICHE FORSCHUNGSANSTALT FÜR WALD, SCHNEE UND LANDSCHAFT) (2018): Palmöl: Die CO<sub>2</sub>- Kosten der Abholzung. URL: <https://www.wsl.ch/de/newsseiten/2018/06/palmoel-die-co2-kosten-der-abholzung.html> (12.08.2020)

ZEKOLLARI, H., M. HUSS & D. FARINOTTI (2018): Modelling the future evolution of glaciers in the european alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. IN: The cryosphere 13 (2018), 1125 – 1146

ZEMP ET. AL (2015): Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. IN: Journal of Glaciology 228 (2015). 745 – 762

ZEMP M, HOELZLE M. & W. HAEBERLI (2007): Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. IN: Global and Planetary Change, Vol. 56, 83 – 100

ZEMP, M., W. HAEBERLI, M. HOELZLE & F. PAUL (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? IN: Geophysical Research Letters 33 (2006), 1 – 4

ZUBA G. (2012): A Windy Winter Season. Air – A Verisk Business: URL: <https://www.air-worldwide.com/publications/air-currents/2012/A-Windy-Winter-Season/> 12.02.2021

ZUMBÜHL, H.J., STEINER, D. & S. NUSSBAUMER (2006): 19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: An interdisciplinary approach. IN: Global and Planetary Change 60 (2008), 42 – 57.