

Klimaentwicklung

In der Vergangenheit sowie in jüngster Zeit gab es auf der Erde globale Klimaschwankungen. Warmzeiten wechselten sich mit Kaltzeiten ab. Während der Kaltzeiten fand ein wechselndes Vorrücken von beiden Polen ausgehender breiter Inlandeisgürtel statt.

Die zeitliche Definition einzelner Klimaphasen ist als begriffliche Zusammenfassung periodisch oszillierender, zyklischer Vorgänge zu verstehen. Viele kleine Phasen des Vorrückens von Eis (Stadiale) und des Zurückziehens (Interstadiale) wechseln sich im Gesamttrahmen der „Eiszeiten“/Kaltzeiten (Glaziale) und Warmzeiten (Interglaziale) ab.

Die mittlere Temperaturabsenkung einer Kaltzeit beträgt etwa 4° in den Tropen und etwa 9° in den mittleren Breiten.

Historisch unterschiedliche regionale Verteilungen bestimmter mariner Organismen zeigen Schwankungen der Meereswassertemperaturen an. Anhand von Tilliten (unsortierte Glazial-Sedimente basierend auf Moränenmaterial) sowie morphologischen Kennzeichen (z.B. Gletscherschrammen) lassen sich temporäre Eisbedeckungen für nahezu die gesamte erdgeschichtliche Entwicklung belegen.

Die bisher älteste nachgewiesene Vereisung fand im Präkambrium vor 2,2 Mrd. Jahren statt. Besonders gut untersucht ist die Vereisungsperiode vom Oberkarbon bis zum Unterkarbon, welche sich im gesamten Bereich des ehemaligen Gondwana-Kontinents rekonstruieren läßt.

Im norddeutschen Raum gingen zuletzt 3 Vereisungen vom skandinavischen Raum aus (Elster-, Saale-, Weichsel-Kaltzeit). Im Alpenraum sind zu gleicher Zeit mehrere Kaltzeiten nachgewiesen (Biber-, Donau-, Günz-, Mindel-, Rib-, Würm-Kaltzeit). Zeitgleich gab es 4 Kaltzeiten in Nordamerika (Nebraskan, Kansan, Illinoian, Wisconsin) sowie 4 Kaltzeiten auf der Südhemisphäre der Erde (Villamancha, Colorado, Diamante, Atuel-Vereisung). Im Mittelmeerraum und in den Subtropen fanden Pluvialzeiten (=Regenzeiten) statt.

Im Mittelalter um 1600 begannen von den Alpen ausgehend teils größere Gletschervorstöße, die bis ins 18. Jhd. anhielten (Vorstöße 1820, 1850). Dabei entstandenen jüngere Moränengebiete unterscheiden sich noch heute durch den Bewuchs von Ablagerungen älterer Gletschervorstöße. Ab dem 19. Jhd. wurden nur kleine Vorstöße beobachtet. Weltweit scheint augen-

blicklich ein Stillstand, d.h. ein annäherndes Gleichgewicht zwischen Gletschervorstößen und -schwüngen zu herrschen.

In der Zukunft wird - trotz der Erwärmung des jetzigen Interglazials durch anthropologischen Einfluß (voraussichtlicher Temperaturanstieg ca. 4°C) - in ca. 23.000 Jahren die nächste Kaltzeit erwartet.

Im Pleistozän nahmen Vereisungsgebiete bis ca. 60 Millionen km^2 der Festlandsfläche ein. Derzeit sind ca. 16 Millionen km^2 bzw. 3% der Festlandsfläche vereist/vergletschert. 1,2% des Oberflächenwassers der Erde liegen in Eisform vor. Bei einem völligen Abschmelzen würden die Meeresspiegel der Weltmeere um ca. 60-70m steigen (Berlin liegt ca. 35m über NN).

Ursachen und Wirkungen

Größere Vulkanausbrüche können durch die in die Atmosphäre verbrachten Feinpartikel und Gase global eine Abkühlung von schätzungsweise $0,5^\circ$ bis 2° bewirken, da ein Teil der Sonneneinstrahlung reflektiert bzw. absorbiert wird. Dem entgegen steht die vom Menschen verursachte Erwärmung („Treibhauseffekt“), welche bei $0,3^\circ$ bis $1,5^\circ$ liegen dürfte. 1 oder 2 gewaltige Vulkanausbrüche auf der Erde dürften ausreichen, um den Prozeß der beschleunigten Erkaltung während des gegenwärtig instabilen Klima-Zustandes erneut in Gang zu setzen.

Von größter Bedeutung für längerfristige Entwicklungen ist jedoch die jeweilige astronomische Lage der Erde, welche das Maximum der auf die Erde einfallenden Sonneneinstrahlung unmittelbar bestimmt. Wesentlichen Einfluß haben periodische Abweichungen der Umlaufbahn der Erde um die Sonne (Schwankungsperiode ca. 100.000 Jahre) sowie eigene zyklische Oszillationen der Erde wie die Präzession (das gravitative Drehmoment von Sonne und Mond versucht eine Aufrichtung der Erd-Rotationsachse zu bewirken, Periode ca. 25.700 Jahre = „Platonisches Jahr“).

Der Vorgang der Vereisung von Landmassen verstärkt sich selbst. Von der Sonne eingestrahlte Wärme wird auf der Erde gespeichert. Sobald Landmassen vereist sind, wird die Wärme von Strahlen der Sonne nicht mehr gespeichert, sondern ins Weltall zurückreflektiert (die Albedo nimmt zu). Aus diesem Grund erfolgt das klimatische Erkalten sowie sich daraus ergebend ein Vorrücken des Eises relativ schnell.

Vergletscherungen führen zu einem prozentualen Anstieg des im flüssigen Wasser verbleibenden Salzgehalts.

Schwankender Salzgehalt sowie die regionale Einengung des Bewegungsraumes haben negativen Einfluß auf die Konstanz von Meeresströmen. Sobald warme Meeresströme umgelenkt werden oder es zum Erliegen von Wasser-Bewegungen kommt, wird durch den Wegfall von Wärmeaustauschmöglichkeiten das Vorrücken des Eises weiter beschleunigt.

Aufliegende Eismassen belasten das Festland. Nach dem Rückzug erfolgen jeweils isostatische Ausgleichsbewegungen. So befindet sich z.B. das norddänische Festland aus diesem Grund noch im Aufstieg, wohingegen als Gegenbewegung an den norddeutschen Küsten eine Abwärtsbewegung zu vermerken ist.

Genese der Gletscher

Zur Bildung von Niederschlägen muß ein klimatisch warmes Gebiet vorhanden sein, dessen Luftmassen genügend Feuchtigkeit sammeln. Die Wasserentnahme erfolgt im wesentlichen bei subtropischen Meeren. Die feuchtigkeitsbeladenen Luftmassen werden in kühlere Gebiete bewegt, bei ihrer Abkühlung wird überschüssiges Wasser ausgeschieden. Infolge der Erdgravitation kommt es zu Niederschlägen in Form von Regen, Hagel, Graupel oder Schnee.

Gletschereis entsteht durch eine kontinuierliche Ansammlung von Schnee sowie dessen thermodynamische Umwandlung. Hexagonale Eiskristalle in zahlreichen Variationen fallen als Schneeflocken und akkumulieren am Boden zu einer stark porenhaltigen Masse. Infolge der flachen und 6spitzig ausgerichteten Kristallformen kann keine sofortige dichte Packung erfolgen, anfangs liegt der Porenraum des gefallenen Schnees bei etwa 90%.

Durch den Druck der Masse aufliegender Kristalle schmelzen einzelne unterliegende Kristalle partiell oder sie sublimieren durch Wärme zu Wasserdampf. Die kleinen Wasserpartikel und kondensierter Wasserdampf rekristallisieren im offenen Porenraum kühlerer und weniger beanspruchter Bereiche der Schneemasse. Das Volumen der verbleibenden Schneemasse nimmt zu Lasten der verfüllten Hohlräume immer weiter ab, bis eine dicht gepackte Masse runder Eiskristalle entsteht. Durch dieses Tauen und Wiedergefrieren konsolidiert Schnee nach Überdauern einer Jahreswarmperiode (= Sommer) zu Firn.

Nach weiterer Kompaktion werden Firnkörner zu Firneis/Harsch verbacken. Daraus entsteht Gletschereis. In Wechsellagerung weißen und blauen Gletschereises ergibt sich schließlich ein Blaublattgefüge.

Als Gletscher wird eine Masse kompaktierten und rekristallisierten Eises bezeichnet, welche durch ihr Eigengewicht gravitative Beschleunigung erfährt.

In den nivalen Klimazonen der Erde erfahren Gletscher in kalten Jahreszeiten Vergrößerungen durch feste Niederschläge (Akkumulation), in den warmen Jahreszeiten Verluste durch Abschmelzung (Ablation). Ferner verlieren sie Masse, indem Eis - ohne Umweg über die flüssige Phase - direkt verdampft (Sublimation).

Gletscher haben nur Bestand, wenn die Akkumulation dauerhaft größer ist als Ablation und Sublimation. Man unterscheidet das Nährgebiet (=Firnfeld; Niederschlagsüberangebot) sowie das Zehrgebiet (meist die Gletscherzunge; Ablations- und Sublimationsverlust überwiegen). Bei Gletschern, deren Stirn am Meer liegt, brechen größere Blöcke ab (= Kalben), welche dann als tief eingetauchte Schollen („Eisberge“) an der Oberfläche des Meereswassers schwimmen.

Nährgebiet und Zehrgebiet werden durch die jährlich neu bestimmte Firngrenze (=Schneegrenze) getrennt. Oberhalb der Firngrenze schmilzt der Schnee während der jährlichen Warmperiode nicht ab und konsolidiert zu Firn. In den Alpen bleibt der Schnee sommers oberhalb 2600 bis 3100m, nahe des Äquators oberhalb etwa 5000m Höhe liegen.

Weltweit sind nur 1/3 aller Gebiete über der Firngrenze vergletschert. Da Wasser-Verdunstung und Eis-Verflüssigung endotherm verlaufen (d.h. Wärme wird für die Reaktionen benötigt), wirken Eismassen von Gletschern auf die Umgebung abkühlend, so daß sich hier eine klimatisch ca. 100-300m „höhere“ Lage ergibt.

Infolge der speziellen thermodynamischen Eigenschaften von Wasser sind Gletscher plastisch und beweglich. Eis wechselt unter Druckbelastung (im Gegensatz zu anderen chemischen Verbindungen) von der festen zur flüssigen Phase Wasser. Aus diesem Grund können ohne hohen Kraftaufwand interne Verschiebungen (plastische Deformation) sowie Bewegungen an starren Reibungsflächen erfolgen. Die Reibung zwischen den Flächen wird durch einen dünnen Film verflüssigten Eises stark herabgesetzt, so daß ein Gletscher mit einer Geschwindigkeit von bis zu 6km/a über den Untergrund rutschen kann. Regelation (=Zusammenfrieren) führt zum Erhalt einer kompakten Eismasse.

Vom thermodynamischen Sonderfall profitieren auch Schlittschuhläufer. Eisenku-

fen gleiten auf Eis, da sich an der Grenzfläche zwischen Kufen und Eis ein hauchdünner Film geschmolzenen Eises bildet.

Formen der Vergletscherung

Man unterscheidet Talgletscher, Plateaugletscher und Inlandeismassen.

Talgletscher gehen aus von Firnmulden oder Karen. Kennzeichnend ist ein kontinuierliches Fließen. Das Fließen selbst wurde als ein komplizierter Vorgang laminarer Schervorgänge erkannt. Die Fließgeschwindigkeit (30-200m/a) ist in der Mitte des Gletschers am höchsten. Höhere Unterschiede der Fließgeschwindigkeit von mittleren zu randlichen Bereichen führen zu Längsspalten, allgemeine zeitliche Änderungen der Fließgeschwindigkeit zu Querspalten im Gletscher. Außerdem nimmt die Fließgeschwindigkeit vertikal von unten nach oben zu, dementsprechend schichtungsparell kommt es im Eis zur Bildung von Scherrissen. In Abhängigkeit der Form des Gletschers ergeben sich randlich nach oben gerichtete Randspalten.

Plateaugletscher bilden geschlossene Eisedecken auf Hochflächen. Am abfallenden Gebirgsrand können sie kontinuierlich in Talgletscher übergehen (Jotunheimen/Norwegen, Vatnajökull/Island).

Inlandeismassen bedecken unabhängig vom Relief große Landmassen und besitzen hohe Eismächtigkeiten (Antarktis bis 4200m, Grönland bis 3400m, durchschnittlich 1500m). Bei Tagesgeschwindigkeiten von 7-30m kalben sie am Meer, wobei „Eisberge“ im Meer abtreiben. Den Inlandeismassen vorgelagert ist stellenweise Schelfeis, welches als bis zu 1km mächtige Decke mit einer Reichweite von mehreren 100km auf dem Meer schwimmt.

Glaziale Abtragung

Durch Abtragung und den Schliff mittels im Eis enthaltenen Gesteinsmehls entstehen gerundete Formen des beanspruchten Gesteins sowie in der Morphologie.

Deterision: Gletschereis schleift den Felsuntergrund mittels basal mitgeführter Gesteinsfragmente ab und bewirkt Ausschürfungen.

Detraktion: Felsteile werden durch die Bewegung und den Druck der Eismassen abgebrochen oder herausgerissen.

Exaration: Vor dem Gletscher liegender Schutt wird beim Vorrücken verschoben („Schneepflug“). Frostwechsel bewirken physikalische Verwitterung („Frostspren-

gung“). Schmelzwasser wirkt aufgrund mitgerissener Kleinfragmente erosiv und führt zur Bildung von Gletschermühlen.

V-Täler (mittige Erosion durch Flußwasser) werden zu U-Tälern (breite Erosion durch Eismassen) umgestaltet. Ehemals mächtigere Gletscher liegen in Tälern mit beidseits abgeflachten Trogschultern.

Kare (beckenförmige Ausschürfungen an hochgelegenen Felsmassiven) führen zur Bildung von Karlingen (mehrseits mit Karen ausgeschürfte Felsmassivspitzen).

Glaziale Aufschüttung

Durch Aufschüttung entstehen Moränen sowie fluvioglaziale Ablagerungen.

Die sedimentologisch unreifen Moränen (von Gletschern transportierter Gesteinschutt; unsortiert, ungeschichtet) enthalten kantige Fragmente unterschiedlicher Größe (Blöcke bis Sand) sowie tonige Bindemittel (Lehm).

Geschiebe (gröbere Gesteinsfragmente/Gesteinstrümmer von Kies- bis Blockgröße) weisen oft Schrammen oder Kritzungen auf. Bei zunehmender Entfernung vom Ursprungsort nimmt die Reife des Sediments zu, d.h. die Bestandteile treten zunehmend gerundet, kleiner und teilweise sortiert auf. Geschiebe welche über weite Entfernungen transportiert wurden, werden als erratische Blöcke auf einem ihnen genetisch fremden Untergrund abgesetzt.

Durch diagenetische Verfestigung transportierter Geschiebe entstehen Tillite.

Fluvioglaziale Ablagerungen heißen von Schmelzwasserströmen beförderte Gletschergeschiebe, die als fluviatile Glazial-Sedimente abgesetzt werden. Bedingt durch häufig wechselnde und starke Strömungsverhältnisse sind sie gut sortiert und weisen eine oberflächenparallele Schichtung auf. Schrammen sind kaum erhalten.

Wenn sich Fließbedingungen (Wassermenge, Fließrichtung) schnell ändern, formt sich eine Terrassenlandschaft.

Da freiliegende Vorflächen stärkere Luftbewegungen zulassen, kommt es zu Windausblasungen feiner Bestandteile, welche als Löß resedimentiert werden.

Hinter der Endmoräne erfolgt der Abfluß des Wassers über weite (Schotter- oder) Sanderflächen bis zum querliegenden Urstromtal. In den typischerweise breiten Urstromtälern sammeln sich die Schmelzwasser zum Abfluß parallel des Eisrandes.

Beim Abschmelzen von Schelfeis werden auf dem unter dem Wasser liegenden Meeresboden marine Glazial-Sedimente unsortierten Gesteinsschutts ohne erkennbare Schichtung abgesetzt.

Glazialer Formenschatz

Von der Entstehungszeit und der Form her unterscheidet man Altmoränen (verlehmt, abgeflacht) von Jungmoränen (hohe Wälle, ausgeprägte Kuppen, Rinnen, Wannen). Nach dem Ablagerungsort lassen sich unterscheiden:

Grundmoränen: subglazialer Schutt der Gletschersohle mit einer feinen Grundmasse durch Zerreibung entstandenen Gesteinsmehls, enthält oft gekritzte und angeschliffene Geschiebe

Seitenmoränen und Mittelmoränen: parallel zur Transportrichtung abgesetzter Schutt, welcher höher stehenden Felsen entstammt, die durch Verwitterung physikalisch zerkleinert wurden; enthält rauhe, kantige, seltener gekritzte Geschiebe

Endmoränen: bei Eisvorstoß vor der Gletscherzunge hergeschobener Schutt, der zu

Stauchmoränen aufgeschuppt bzw. gefaltet werden kann

Rückzugsmoränen: bei Eisrückzug aus dem abschmelzenden Gletscher abgesetzt; kaum aufgearbeiteter Schutt, teils größere Felsfragmente, Kritzung selten

Typische glaziale Landschaftsformen der Jungmoränenlandschaft sind:

Rundhöcker: von Gletschereis abgeschliffene Felserrhebung mit Luvseite (glatt, flach ansteigend) und Leeseite (steiler mit Abbruchflächen)

Oser: bis 30m hohe, schmale, langgestreckte, parallel zu Rinnenseen schwach gewunden verlaufende, subglazial abgelagerte Kiesrücken. Aus Schmelzwässern wurden in guter Schichtung gerundete Gerölle abgesetzt.

Kames: bis 20m hohe, regellos in Gruppen auftretende Wälle und Hügel. Im oberen Bereich von Gletschern sammelten sich in Spalten bis subaerisch infolge fluvio-glazialer Strömungen Sande und Kiese, die bei Eisrückzug vornehmlich an Gletscherzungen abgesetzt wurden.

Drumlins: bis 40m hohe und 2km lange, elliptische, den ehemaligen Verlauf des Gletschers stromlinienförmig nachzeichnende Hügel mit Material älterer Moränen, vorwiegend Grundmoränen. Sie treten fächerartig und gestaffelt angeordnet auf. Vermutlich wurde vom Gletscher eine fertige Moränenlandschaft erneut überfahren.

Sölle: steilwandige, trichterförmige, oft kreisrunde Vertiefungen / Bodensenken, Überbleibsel nach dem Abtauen von Toteis-Blöcken der Pingos (periglaziale Eishügel). Das Nachsacken des Bodens nach dem Abschmelzen der Toteis-Hügel führt zu einer morphologischen Reliefumkehr: erst Hügel, dann Mulde.

Rinnenseen: wassergefüllte, langgestreckte Hohlformen der Abflüsse von Gletscherwässern im vormaligen Spaltensystem

Zungensee: bildet sich bei Gletscherrückzug vor der Endmoräne im Zungenbecken (zuvor von der Gletscherzunge ausgeschürfte und bedeckte Vertiefung)

Sander: fluvioglazial aufgeschüttete Sandflächen, flach abfallend zum Urstromtal

Th. Lenk / 04.03.2005, Version 5.1

Das Quartär in Norddeutschland

Alter	Gliederung	Untergliederung	Norddeutschland	Einzelphasen	Entwicklung der Ostsee / Kleinphasen	
0,5k	Holozän	(Alluvium)	Subatlantikum		Mya-Meer	
2,5k			Subboreal		Limnea-Meer	
5,5k			Atlantikum		Litorina-Meer	
7k			Boreal		Ancylus-See	
8k			Präboreal	Ragunda-Phase	Yoldia-Meere und Eisstausee-Phasen	
9k	Pleistozän	Jung-Pleistozän	Weichsel-Eiszeit	Jüngere Dryaszeit	Salpausselkä-Phase; Baltische Eisstauseen	
10k				Alleröd-Intervall		
11k				Ältere Dryaszeit	Rügenphase	
				Bölling-Intervall		
14k				Älteste Dryaszeit	Falster-Phase Langeland-Phase Belt-Phase	
15k				Pommersche Phase	Pommersche Staffel Parsteiner Staffel I - II Angermünder Staffel Zichow-Golmer Staffel Gerswalder Staffel Ucker Staffel	
				Frankfurter Phase		
20k				Brandenburger Phase	Frankfurter Staffel Eberswalder Staffel	
				Paudorfer Intervall		
30k				Aurignac-Intervall		
70k				Nordhasted-Intervall		
				Brørup-Intervall		
				Amersfort-Intervall		
115k					Eem-Interglazial	
128k					Saale-Vereisung	Warthe-Vereisung (Lausitz-Kaltzeit)
240k		Treene-Vereisung (Fläming-Kaltzeit)				
320k		Drenthe-Vereisung u. Rehburger Phase				
480k		Holstein-Interglazial				
		Elster-Eiszeit	Elsterphase 2			
500k			Elsterphase 1			
		Cromer-Warmzeit				
		Alt-Pleistozän	Weybourne-Kaltzeit			
			Waal-Warmzeit			
			Eburon-Kaltzeit			
			Tegelen-Warmzeit			
1500k		Brüggen-Kaltzeit				