

4.1 Die Eiszeittheorie: Geschichte in Kürze

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-1-die-eiszeittheorie-geschichte-in-kuerze/

Die Eiszeittheorie wurde zwischen 1840 und 1841 wissenschaftlich formuliert. Dabei handelt es sich um eine auf Feldbeobachtungen basierende Theorie, die besagt, dass Gletscher in der Vergangenheit größere Ausdehnungen hatten als heute.

Der Bauer Jean-Pierre **Perraudin** (1767-1858) ([Abb. 1](#)) aus Lourtier im Val de Bagnes (Wallis) war neben dem schottischen Geologen James **Hutton** (1726-1795) einer der ersten, der die Hypothese aufstellte, dass erratische Blöcke (Findlinge) von Gletschern transportiert sein worden mussten. Er erläuterte seine Theorie Besuchern des Val de Bagnes, darunter 1815 Jean **de Charpentier** (1786-1855), der zu dieser Zeit Direktor der Salinen von Bex war. Perraudins bescheidene Lebensumstände hinderten ihn nicht daran, bemerkenswerte Beobachtungen zu machen; anhand der Beobachtung von Gletscherschrammen stellte er die Hypothese auf, dass der Gletscher des Val de Bagnes früher mindestens bis nach Martigny gereicht haben muss.

Im Jahr 1818 führte er Gespräche zu diesem Thema mit Ignaz **Venetz** (1788-1859) ([Abb. 1](#)), dem Walliser Staatsingenieur, der mit der Leitung der Arbeiten zur Entleerung des Sees beauftragt war, der sich durch die natürliche Talsperre in Form eines Eisdamms unterhalb des Giétro-Gletschers gebildet hatte. Durch die von Venetz ergriffenen Massnahmen konnte das Risiko, das vom See ausging, zwar verringert, die Katastrophe aber nicht vollständig verhindert werden: Am 16. Juni 1818 führte die plötzliche Entleerung des Sees zu einer Flutwelle, die das gesamte Val de Bagnes verwüstete ([siehe Factsheet Gletscher 6.2](#)). Trotzdem setzte Venetz seine Gletscherbeobachtungen fort, die ihn dazu führten, dass er 1829 anlässlich einer Tagung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG) auf dem Grossen St. Bernhard eine Theorie vorstellte, wonach sich die Alpengletscher bis in den Jura ausgedehnt hätten. Seine Argumentation stiess auf allgemeine Missbilligung. Denn seine Theorie stand in völligem Widerspruch zur damals allgemein anerkannten Annahme, dass sich die Erde seit ihrer Entstehung nur abgekühlt hat. Der biblische Glaube wurde zu dieser Zeit noch weitgehend von der wissenschaftlichen Gemeinschaft geteilt. Diese versuchte, die Genesis (biblische Entstehungsgeschichte) mit den Beobachtungen vor Ort in Einklang zu bringen. Die Existenz der Findlinge war auch anderen Wissenschaftlern der damaligen Zeit nicht entgangen, doch diese hatten andere Erklärungsansätze vorgeschlagen (Eisschollen, Vulkanausbrüche, Sintflut), die uns heute eher phantastisch erscheinen.

Ignaz Venetz gelang es dennoch, Jean **de Charpentier** zu überzeugen, ein Verfechter der Eiszeittheorie zu werden. Jean de Charpentier ([Abb. 1](#)) begann daraufhin mit der Erforschung der Findlinge im Rhonetal, wo er die riesigen Exemplare in der Gegend von Monthey und Bex untersuchte ([Abb. 2 & 3](#)). Die Eiszeittheorie wurde immer weiter verfeinert, fand aber unter den Naturforschern der damaligen Zeit nur wenige Anhänger. Einer von

ihnen, Louis **Agassiz** (1807-1873) (Abb. 1), liess sich von de Charpentier überzeugen und startete ein neues Gletscherbeobachtungsprogramm. Am 24. Juli 1837, anlässlich einer Sitzung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, empörte Agassiz, der eigentlich einen Vortrag über fossile Fische hätte halten sollen, das Publikum mit seiner berühmten Rede über die Gletscher. Die Proteste waren allgemeiner Natur, aber trotz der breiten Ablehnung durch andere Naturforscher hatte die Rede ein allmähliches Umdenken in wissenschaftlichen Kreisen zur Folge, und die Eiszeittheorie setzte sich schliesslich zwischen 1840 und 1841 durch.



Fig. 1 – Portraits de (A) Jean-Pierre Perraudin (1767-1858) (portrait présumé), (B) Ignace Venetz (1788-1859), (C) Louis Agassiz (1807-1873), (D) Jean de Charpentier (1786-1855), tous quatre artisans de la théorie glaciaire en Suisse.

Abb.1: Porträts von (A) Jean-Pierre Perraudin (1767-1858) (mutmassliches Porträt), (B) Ignaz Venetz (1788-1859), (C) Louis Agassiz (1807-1873), und (D) Jean de Charpentier (1786-1855), alle vier Vertreter der Eiszeittheorie in der Schweiz.



Fig. 2 – La Pierre des Marmettes, à Monthey (VS), étudiée par Jean De Charpentier dans son « Essai sur les glaciers et sur les terrains erratiques du bassin du Rhône » de 1841.

Abb. 2: La Pierre des Marmettes in Monthey (VS), untersucht von Jean de Charpentier in seinem «Essai sur les glaciers et sur les terrains erratiques du bassin du Rhône» von 1841.



Fig.3 – Le Bloc Monstre de la forêt des Dévens (Bex, VD), situé à quelques centaines de mètres de la maison de Jean de Charpentier. Ce volumineux bloc erratique (4'500 m³) figure à l'inventaire des géotopes suisses.

Abb. 3: Der Bloc Monstre im Wald von Dévens (Bex, VD), nur wenige hundert Meter vom Haus von Jean de Charpentier entfernt. Dieser voluminöse Findling (4'500 m³) ist im Inventar der Schweizer Geotope aufgeführt.

4.2 Klimaschwankungen und ihre Ursachen

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-2-klimaschwankungen-und-ihre-ursachen/

Das Klima an der Erdoberfläche ist einem stetigen Wandel unterworfen und wechselt zwischen Warm- und Kaltzeiten. Die jüngste geologische Periode, das Quartär, dauert seit 2,6 Millionen Jahren und wird klimatisch besonders stark von den Schwankungen der Erdumlaufbahn beeinflusst.

Seit dem Beginn des **Quartärs** vor 2,6 Millionen Jahren ist das Klima auf der Erde vergleichsweise kalt. Wir befinden uns innerhalb des bisher letzten und gleichzeitig bekanntesten glazialen Zyklus'. Ein glazialer Zyklus umfasst wärmere (Zwischeneiszeiten, Interglaziale) und kältere (Eiszeiten, Glaziale) Perioden. Die Zwischeneiszeit, in der wir uns heute befinden (Holozän), begann vor 11'650 Jahren cal BP.

Die Erklärung für den Wechsel zwischen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten wurde in den 1910er Jahren vom serbischen Mathematiker Milutin **Milankovic**, der sich mit der Umlaufbahn der Erde um die Sonne beschäftigte, vorgeschlagen. Milankovic entdeckte drei Hauptzyklen bezüglich der langzeitlichen Veränderungen der auf der Erde eintreffenden Sonnenstrahlung, mit einer Periodizität von 20'000, 41'000 und 100'000 Jahren.

Der erste Zyklus, der die **Exzentrizität der Erdumlaufbahn um die Sonne** betrifft, hat eine Dauer von 100.000 und 400.000 Jahren (Abb. 1a). Wenn die Erdumlaufbahn nahezu kreisförmig ist, ist der Abstand zwischen der Erde und der Sonne zu jeder Jahreszeit gleich, was die jahreszeitliche Variabilität der auf der Erde eintreffenden Sonnenstrahlung verringert. Wenn die Umlaufbahn elliptischer ist, ist die jahreszeitliche Variabilität stärker ausgeprägt.

Der zweite Zyklus betrifft die Änderung der **Neigung der Erdachse** und hat eine Periodizität von 41.000 Jahren (Abb. 1b). Änderungen des Neigungswinkels der Erdachse beeinflussen die jahreszeitliche Variabilität der auf der Erde eintreffenden Sonnenstrahlung durch die Verschiebung der Polarkreise und Wendekreise.

Der dritte und letzte Milankovic-Zyklus betrifft die **Präzession der Erdrotationsachse** und weist eine Periodizität von 19'000 und 23'000 Jahren auf (Abb. 1c). Auch dieser Zyklus hat einen grossen Einfluss auf jahreszeitliche Schwankungen in der auf der Erde eintreffenden Sonnenstrahlung, die dann am grössten sind, wenn die Exzentrizität der Umlaufbahn ausgeprägt und der Abstand zwischen der Erde und der Sonne im nordhemisphärischen Winter am grössten ist.

Durch die Kombination dieser drei Zyklen lassen sich die Klimaschwankungen erster Ordnung (Glazial/Interglazial) und zweiter Ordnung (Stadial/Interstadial) des Quartärs zufriedenstellend erklären. Sie stehen nicht im Widerspruch zu den gegenwärtigen

Auswirkungen der anthropogenen globalen Erwärmung auf die Gletscher (deren Zeitskala viel kürzer ist und im Bereich von Jahrzehnten bis Jahrhunderten liegt).

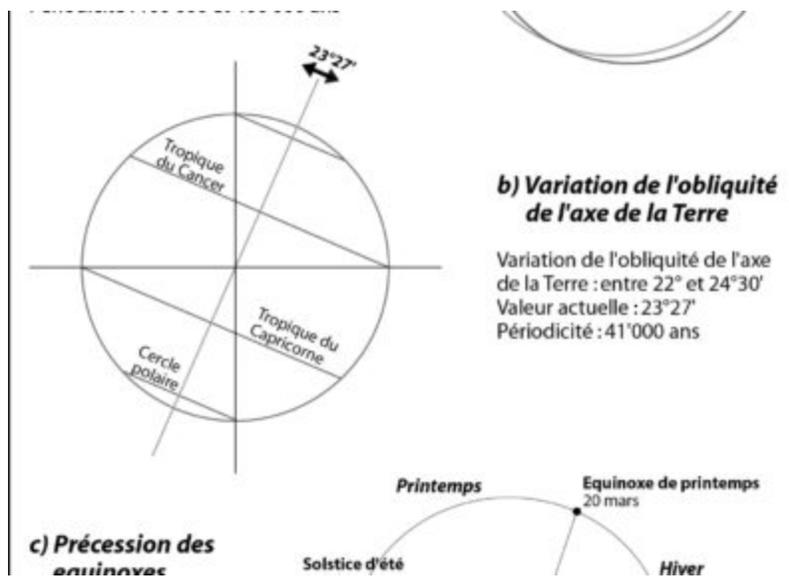


Fig. 1 – Les trois cycles orbitaux principaux de Milankovitch : la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre (a), la variation de l'obliquité de l'axe de la Terre (b) et la précession des équinoxes (c).

Abb. 1: Die drei Hauptzyklen bezüglich der Orbitalparameter nach Milankovic: die Veränderung der Exzentrizität der Erdumlaufbahn (a), die Veränderung der Neigung der Erdachse (b) und die Veränderung der Präzession der Erdrotationsachse (c).

4.3 Eiszeiten vom Präkambrium bis und mit Quartär

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-3-eiszeiten-vom-praekambrium-bis-und-mit-quartaer/

Die Erde, deren Klimageschichte generell wärmer war als heute, hat mindestens fünf Eiszeiten erlebt. Ein wichtiger Faktor für diese weltweiten Abkühlungen ist die Plattentektonik, die die Lage der Kontinente auf dem Globus verändert.

Während des grössten Teils der Erdgeschichte (4,6 Milliarden Jahre) herrschte global ein warmes Klima vor und es gab keinerlei Gletscher. Dies war während des gesamten Mesozoikums (zwischen 251 und 65 Mio. J.) der Fall (Abb. 1). Wir wissen jedoch von fünf Perioden im Verlaufe der Erdgeschichte, während denen es Eiszeiten gab. Sie fanden im Präkambrium (4.600 – 542 Mio. J.), im Paläozoikum (542 – 251 Mio. J.) und im Känozoikum (65 Mio. J. – heute) statt (Abb. 1). Während einer Eiszeit ist das Erdklima insgesamt kälter. Gletscher bilden sich in hohen Breitengraden und in grossen Höhen. Die Eiszeiten des Präkambriums haben Spuren in Form von alten, verfestigten Moränen hinterlassen, deren Alter bis 2.500 Mio. J. zurückreicht. Eine neuere Theorie geht davon aus, dass die Erde im Präkambrium eine oder mehrere globale Kaltzeiten durchlaufen hat, während derer die Kontinente beinahe komplett mit Eis bedeckt und die Ozeane fast vollständig mit dickem Packeis überzogen waren (*Snowball-Earth*-Theorie).

Das Paläozoikum ist durch die Eiszeiten des Ordovizium-Silur (440 Mio. J.) und des Karbon-Perm (300 Mio. J.) gekennzeichnet. Diese Kaltzeiten lassen sich zum Teil durch die Plattentektonik erklären. Afrika, das noch mit Australien verbunden war, befand sich mehrere Millionen Jahre lang an der Stelle des heutigen antarktischen Kontinents. Ein Kontinent in polarer Lage ermöglicht die Entstehung einer zirkumpolaren Zirkulation, die zu einer starken Abkühlung des Wassers um den Kontinent herum führt, was zur Bildung eines Eisschildes führen kann. Dieser Mechanismus war für die Bildung des Antarktischen Eisschildes zwischen 15 und 10 Mio. J. vor heute verantwortlich. Das Quartär, das die letzten 2,6 Millionen Jahre umfasst, ist durch etwa 20 Eiszeiten gekennzeichnet, die insbesondere auch alpine Landschaften stark geprägt haben.

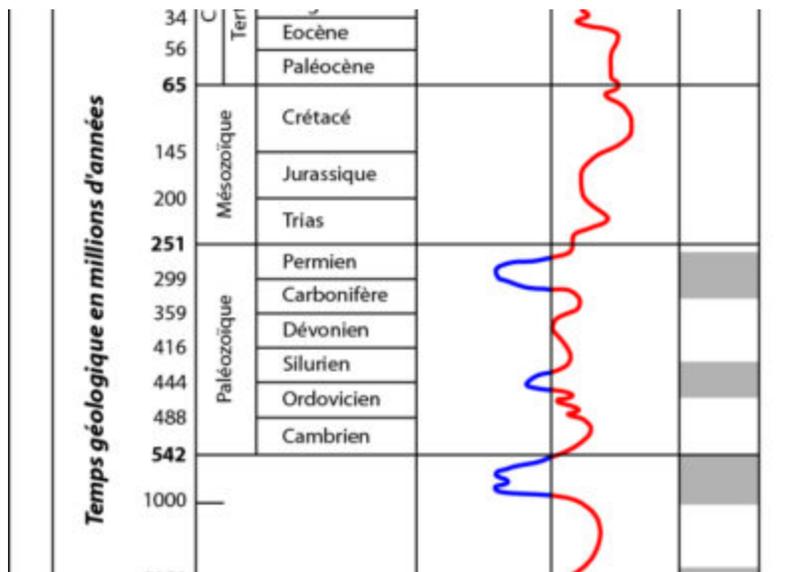


Fig. 1 – Evolution des températures et des périodes glaciaires pendant l’histoire de la Terre.

Abb.1: Temperaturentwicklung und Eiszeiten im Laufe der Erdgeschichte.

4.4 Eiszeiten im Pleistozän

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-4-eiszeiten-im-pleistozaen/

Im Pleistozän, zwischen 2,6 Millionen Jahren und 11'650 Jahren vor heute, folgten etwa 20 Eiszeiten aufeinander, unterbrochen von ebenso vielen Zwischeneiszeiten. Während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), zwischen 27'000 und 22'000 Jahren cal BP, war ein grosser Teil der Schweiz von Gletschern bedeckt. Während des darauffolgenden generellen Gletscherrückzugs (vom Mittelland in die Alpen) im Spätglazial (zwischen 19.000 und 11.650 vor heute) gab es noch einige Phasen mit erneuten, vergleichsweise kleineren Gletschervorstössen, bevor sich die Gletscher weiter zurückzogen und im Holozän (von 11' 650 Jahren cal BP bis heute) generell Ausdehnungen ähnlich der heutigen erreichten.

Die extremen Klimaschwankungen des Quartärs lassen sich hauptsächlich durch Veränderungen der Erdumlaufbahnparameter erklären (siehe Milankovic-Zyklen, [Factsheet Gletscher 4.2](#)). Das Quartär knüpft paläoklimatisch an den Trend hin zu einer generellen Abkühlung seit dem Eozän an. Dieser Abkühlungstrend seit dem Eozän hängt mit tektonischen Faktoren zusammen, die globale Auswirkungen auf das Klima hatten (z. B. die Bildung des Isthmus (der Landbrücke) von Panama, die zur Entstehung des *Golfstroms* führte).

Die Isotopenanalyse benthischer Foraminiferen in Bohrkernen von Meeressedimenten hat gezeigt, dass während des Quartärs etwa 20 Eiszeiten und ebenso viele Zwischeneiszeiten mit einer Periodizität von etwa 100.000 Jahren stattgefunden haben. Diese Erkenntnisse verfeinerten das von Penck & Brückner (1909) anhand der fluvioglazialen Schotterterrassen der Donauzuflüsse abgeleitete sehr einfache Modell mit vier grossen Eiszeiten (Günz, Mindel, Riss, Würm) erheblich. Zunächst wurde die bisherige Terminologie durch eine einfache Nomenklatur ersetzt, in der von maximaler, vorletzter und letzter Vereisung gesprochen wird (Abb. 1). Vor kurzem wurde vom Schweizerischen Komitee für Stratigraphie eine neue Terminologie festgelegt, die auf Aufschlüssen oder Bohrlochuntersuchungen in der Nordschweiz basiert (Abb. 2). Sie unterscheidet die Möhlin-Eiszeit (Grösste Helvetische Vereisung, GHV), die Habsburg-Eiszeit, die Hagenholz-Eiszeit, die Beringen-Eiszeit und die Birrfeld-Eiszeit. Diese Namen stammen von Typlokalitäten mit charakteristischen stratigraphischen Aufzeichnungen und/oder glazialen/proglazialen Morphologien.

Im Laufe dieser Eiszeiten formten die Gletscher (vor allem während den grossen Vorstössen und Rückzügen) allmählich die heutige Landschaft, und während der letzten Eiszeit (Birrfeld in der Schweiz, früher Würm, 115.000 – 10.000 Jahre vor heute) nahm das Relief seine heutige Form an. Während des **letzteiszeitlichen Maximums (LGM)** erreichten die Gletscher zwischen 27.000 und 22.000 Jahren cal BP ihre maximale Ausdehnung. Zu dieser Zeit war die durchschnittliche Jahresmitteltemperatur 8 bis 10 °C kälter als heute. Der Rhonegletscher teilte sich damals in zwei grosse Lappen, von denen der eine durch das Schweizer Mittelland verlief und in Wangen an der Aare endete, während der andere bis nach Culoz in Frankreich reichte. Der «Lyonnais-Lappen» (Abb. 3), der früher dem Rhonegletscher zugeschrieben wurde, markierte das Ende der Gletscher aus den Tälern der Isère und des Arc. Ab etwa 20.000 Jahren BP begann sich das Klima durch eine Zunahme der Intensität der Sonneneinstrahlung in den hohen Breiten der Nordhalbkugel zu erwärmen.

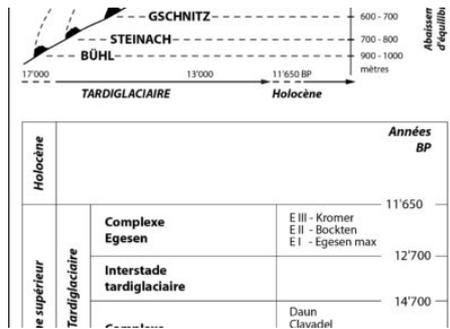


Abb. 4: Gletscherentwicklung und Chronologie des Spätglazials.



Abb. 5: Die vom Saleinaz-Gletscher (Val Ferret, VS) während des Egesen-Stadiums abgelagerte Endmoräne liegt auf einer Höhe von 1200 m ü. M., was den markanten Gletschervorstoß während der jüngeren Dryas verdeutlicht.

4.5 Gletscherschwankungen im Holozän

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-5-gletscherschwankungen-im-holozaen/

Das Holozän (11'650 Jahre cal BP bis heute) war relativ warm und klimatisch vergleichsweise stabil. Zwar gab es einige Gletscherschwankungen, doch waren diese im Vergleich zu den Vorstössen des Spätglazials sehr begrenzt und auf die hochalpinen Täler beschränkt. Eine besonders kalte Periode, die als Kleine Eiszeit bezeichnet wird, ereignete sich zwischen 1350 und 1850 n. Chr. (Abb. 1).

Die zahlreichen Gletscherschwankungen haben innerhalb eines sehr begrenzten Perimeters stattgefunden. Durch Überlagerung oder seitliche Akkretion von Moränen haben sich grosse Moränenkomplexe gebildet (Abb. 2). Bei den sogenannten „historischen Moränen“ handelt es sich daher in vielen Fällen um Moränenkomplexe, die während des gesamten Holozäns entstanden sind.

Durch die Analyse von Holz- und Torfresten in der Nähe von Gletschern oder innerhalb von proglazialen Schwemmebenen konnten (für insgesamt 5.400 Jahre) 10 Warmperioden mit Gletscherschmelze nachgewiesen werden, die jeweils durch Perioden mit Gletschervorstössen voneinander getrennt waren (Abb. 3). Somit war die Ausdehnung der Alpengletscher während mehr als der Hälfte der letzten elftausend Jahre geringer als heute. Die Phasen mit einer geringeren Gletscherausdehnung als heute stimmen mit Zeiten erhöhter Sonnenaktivität überein. Da viele hochalpine Passübergänge eisfrei waren, könnten diese Warmphasen mit den Zeiten der Besiedlung der Alpentäler durch den Menschen zusammenhängen (siehe Factsheet Gletscher 5.2). Es ist wichtig zu betonen, dass eine geringere Gletscherausdehnung im Holozän im Vergleich zu heute nicht direkt mit einem wärmeren Klima in Verbindung gebracht werden kann. Die Zeit, die ein Gletscher braucht, seine Geometrie an neue klimatische Bedingungen anzupassen, variiert für grössere Alpengletscher typischerweise zwischen 30 und 50 Jahren; heute sind die Alpengletscher noch nicht im Gleichgewicht mit den Temperaturveränderungen der letzten Jahrzehnte.

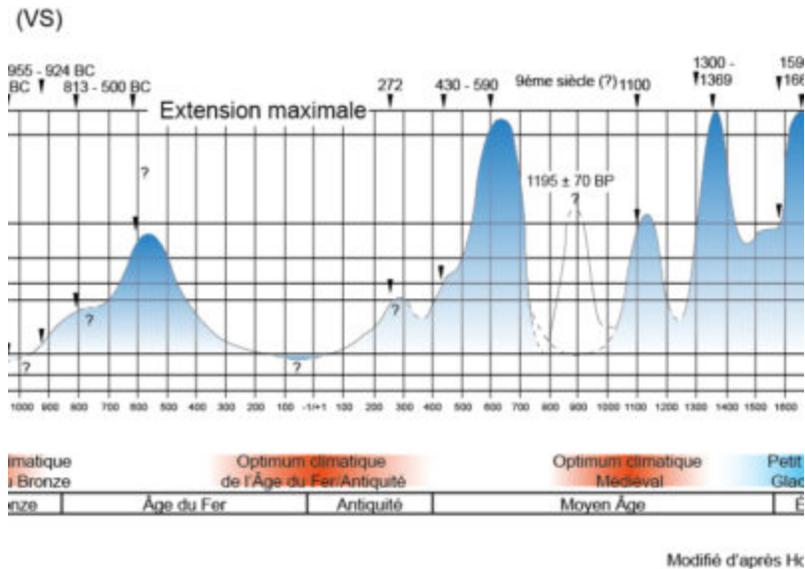


Fig. 1 – Fluctuations du glacier d’Aletsch (VS) dans la dernière partie de l’Holocène.

Abb. 1: Schwankungen des Aletschgletschers(VS) im letzten Teil des Holozäns.



Fig. 2 – Complexe des moraines holocènes et historiques du glacier de Tsjore Nouve (Val d’Arolla, VS).

Abb. 2: Holozäner und historischer Moränenkomplex des Tsjore Nouve Gletschers(Val d’Arolla, VS).

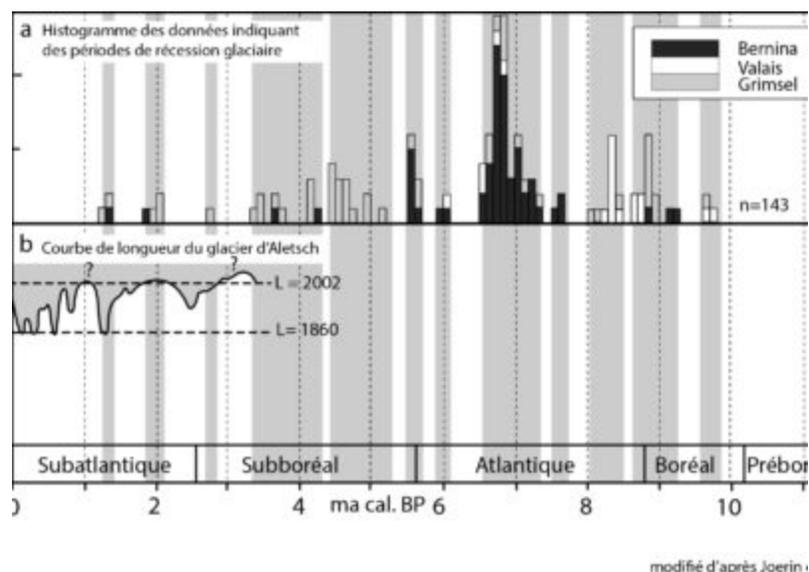


Fig. 3 – Vue d’ensemble des retraits glaciaires datés, comparés aux avancées glaciaires, dans les Alpes européennes, durant d’Holocène. (a) Histogramme des retraits glaciaires datés dans les Alpes suisses, d’après une étude réalisée par Joerin et al. (2006). (b) Courbe de longueur du glacier d’Aletsch (VS) d’après Holzhauser et al. (2005) indiquant de plus faibles extensions du glacier que celle enregistrée en 2002 (L = 2002) et plusieurs positions comparables à l’étendue du Petit Age Glaciaire (L = 1860).

Abb. 3: Überblick über datierte Gletscherrückgänge im Vergleich zu Gletschervorstößen in den europäischen Alpen im Holozän. (a) Histogramm der datierten Gletscherrückgänge in den Schweizer Alpen nach einer Studie von Joerin et al. (2006). (b) Längenkurve des Aletschgletschers (VS) nach Holzhauser et al. (2005), die geringere Ausdehnungen des Gletschers als 2002 (L = 2002) und mehrere Ausdehnungen zeigt, die mit jener der Kleinen Eiszeit (L = 1860) vergleichbar sind.

4.6 Die Kleine Eiszeit und die darauffolgende globale Erwärmung

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-6-die-kleine-eiszeit-und-die-darauffolgende-globale-erwaermung/

Zwischen dem frühen 14. Jahrhundert und dem späten 19. Jahrhundert kühlten vom nordatlantischen Klima beeinflusste Gebiete merklich ab. In Europa dauert diese Abkühlung von 1350 bis 1850 an. Die meisten Alpengletscher stossen in dieser Zeit vor. Diese im Nachhinein als Kleine Eiszeit bezeichnete Zeitspanne ist in den Alpen gut dokumentiert. Grund dafür sind gebildete Menschen, die sich dort niedergelassen hatten und verschiedene Zeugnisse (Gemälde, Holz-/Kupferstiche, Erzählungen) hinterliessen. Seit dem Ende der Kleine Eiszeit erwärmt sich das Klima weltweit und die Gletscher verlieren rasch an Fläche.

Die **Kleine Eiszeit** ist durch die markantesten Gletschervorstösse des gesamten Holozäns charakterisiert, mit drei Maxima um 1350, 1600 und 1820/1850 (Abb. 1). Der durchschnittliche mittlere Temperaturrückgang von 0,5 °C, der diese fünf Jahrhunderte kennzeichnete, wurde durch die Kombination von mindestens zwei Faktoren verursacht: Perioden **geringer Sonnenaktivität**, die als Spörer-Minimum (1460-1550), Maunder-Minimum (1645-1715) und Dalton-Minimum (1790-1820) bezeichnet werden, verbunden mit den von Milankovic identifizierten **Orbitalparametern** (Factsheet Gletscher 4.2), verstärkt durch die Folgen mehrerer **Vulkanausbrüche**.

Das Ende der Kleinen Eiszeit fällt mit dem Beginn der ersten kontinuierlichen Gletschermessungen zusammen. Eine erste systematische Erfassung aller Schweizer Gletscher wurde in den 1970er Jahren erstellt (Schweizer Gletscherinventar 1973). Die Ausdehnung der Schweizer Gletscher am Ende der Kleinen Eiszeit wurde im Nachhinein rekonstruiert (Schweizer Gletscherinventar 1850). Zwischen 1850 und 1973 nahm die vergletscherte Fläche in der Schweiz um 25 % ab (von rund 1730 km² auf rund 1300 km²). Für das Jahr 2010 wurde anhand hochaufgelöster Luftbilder und geografischen Informationssystemen (GIS) ein neues Inventar erstellt (Schweizer Gletscherinventar 2010). Zwischen 1973 und 2010 ist die vergletscherte Fläche der Schweizer Alpen auf 944 km² gesunken. Der Gletscherrückgang nach der Kleinen Eiszeit war nicht homogen. Die Hauptperioden mit negativen Gletscher-Massenbilanzen in den europäischen Alpen entsprechen den Zeiträumen 1900-1910, 1920-1970 und 1980 bis heute. Zwischen 1910-1920 sowie 1970-1980 hingegen waren die Massenbilanzen der meisten Gletscher positiv. Veränderungen der Massenbilanz können nicht direkt mit den Veränderungen der Gletscherlänge in Verbindung gebracht werden. Je nach Grösse und Steilheit reagieren Gletscher unterschiedlich rasch (mit Vorstoss oder Rückzug) auf positive oder negative Massenbilanzänderungen (Factsheet Gletscher 4.7). Es kann jedoch argumentiert werden, dass Längenänderungen mittelgrosser Alpengletscher Perioden mit positiven und/oder negativen Massenbilanzen seit dem Ende der Kleinen Eiszeit relativ gut widerspiegeln, wie es beispielsweise beim Rhonegletscher der Fall ist (Abb. 2). Bei

diesen Gletschern führten kurzzeitige Vorstösse resp. quasistationäre Phasen zur Ablagerung kleiner Moränen, die sich innerhalb der prähistorischen und historischen holozänen Moränen befinden (Abb. 3).

Die Zahlen aus dem neuen Inventar (Schweizer Gletscherinventar 2010) zeigen eine deutliche Beschleunigung der Gletscherschmelze. Zwischen 1850 und 2010 haben die Schweizer Alpen 48 % ihrer vergletscherten Fläche verloren. Die Analyse von Luftbildern zeigt, dass kleine Gletscher stark unter dem Temperaturanstieg der letzten Jahrzehnte gelitten haben (Abb. 4). Im Jahr 2000 machte ihr Schwund 44 % des gesamten Verlusts an vergletschelter Fläche aus, obwohl sie nur 18 % der Gesamtfläche der Schweizer Gletscher ausmachten. Seit 2001 ist die durchschnittliche jährliche Gletscher-Massenbilanz in den Schweizer Alpen durchwegs negativ (Abb. 5). Das Jahr 2003 zeichnet sich durch eine stark negative Jahresbilanz aus, dies als Folge eines besonders ausgeprägten Hitzesommers. Die Hitzewelle von 2018 hatte dank starker Schneefälle in den Wintermonaten einen geringeren Effekt auf die Jahresbilanz (Abb. 5).

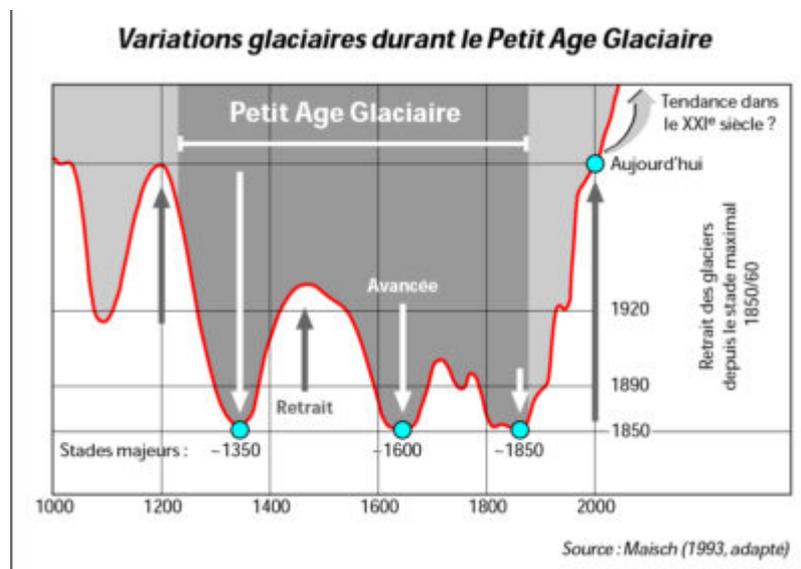


Fig. 1 – Fluctuations glaciaires dans les Alpes suisses pendant le Petit Age Glaciaire .

Abb. 1: Gletscherschwankungen in den Schweizer Alpen während der Kleinen Eiszeit.

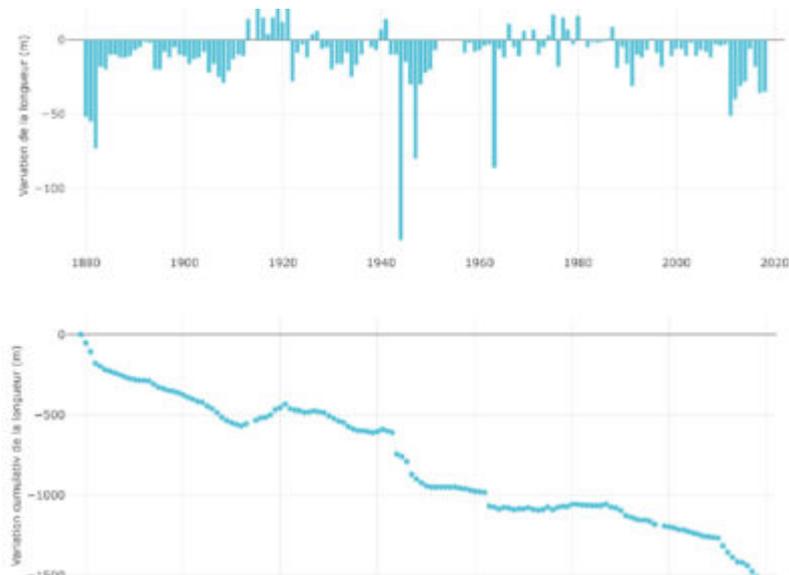


Fig. 2 – Les variations de longueur du glacier du Rhône (Col de la Furka, VS), traduisent bien l’allure générale des glaciers suisses depuis la fin du Petit Age Glaciaire.

Abb. 2: Die Längenänderungen des Rhonegletschers (Furkapass, VS) sind ein gutes Beispiel für die allgemeine Entwicklung der Schweizer Gletscher seit dem Ende der Kleinen Eiszeit.



Fig. 3 – Moraine latérale post-Petit Âge Glaciaire du Bas Glacier d’Arolla (Val d’Arolla, VS) à l’intérieur du complexe des moraines holocènes préhistoriques et holocènes historiques.

Abb. 3: Seitenmoräne des Bas Glacier d’Arolla (Val d’Arolla, VS), welche nach der Kleinen Eiszeit innerhalb des Komplexes aus prähistorischen und historischen holozänen Moränen abgelagert wurde.



Fig. 4 – Les petits glaciers, comme le glacier de Plan Nèvé (Alpes Vaudoises), ont beaucoup souffert du réchauffement climatique des dernières années.

Abb. 4: Kleine Gletscher, wie der Plan Nèvé-Gletscher (Waadtländer Alpen), haben in den letzten Jahren stark unter der globalen Erwärmung gelitten.

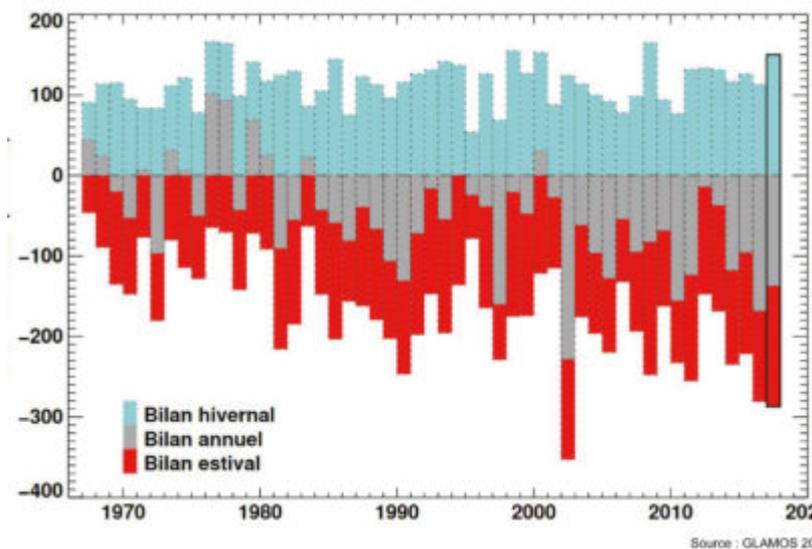


Fig. 5 – Evolution du bilan de masse hivernal, estival et annuel entre 1965 et 2018. Les données, sont calculées sur la moyenne des glaciers pour lesquels le réseau GLAMOS dispose des plus longues séries de mesures (Allalin, Giétro, Gries, Silvretta; équivalent en eau en cm). L'année 2003, marquée par une importante canicule estivale est exceptionnelle du point de vue de la perte de volume glaciaire. Pour la période 2017/2018, également marquée par une canicule estivale, la perte est en partie compensée par l'importance des précipitations neigeuses hivernales.

Abb. 5: Entwicklung der winterlichen, sommerlichen und jährlichen Gletscher-Massenbilanz zwischen 1965 und 2018. Die Daten sind anhand der Durchschnittswerte derjenigen Gletscher berechnet, für die das GLAMOS-Netzwerk über die längsten

Messreihen verfügt (Allalin, Giétro, Gries, Silvretta; in cm Wasseräquivalent). Das Jahr 2003, das von einer grossen sommerlichen Hitzewelle geprägt war, ist hinsichtlich des Gletschervolumenverlusts außergewöhnlich. Im Zeitraum 2017/2018, der ebenfalls von Sommerhitze geprägt war, wurde der Verlust teilweise durch die grossen winterlichen Schneefälle ausgeglichen.

4.7 Gletscher und Klimawandel: Zukunftsperspektiven

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-7-gletscher-und-klimawandel-zukunftsperspektiven/

Für die nahe Zukunft wird erwartet, dass die Schweizer Gletscher aufgrund des Anstiegs der globalen Temperaturen weiter schrumpfen werden. Gemäss Daten des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) wird geschätzt, dass die globalen Jahresdurchschnittstemperaturen bis 2100 - je nach Szenario - um bis zu 4,8°C ansteigen könnten (siehe Factsheet Gletscher 4.6). In den Schweizer Alpen würde der Temperaturanstieg im Vergleich zur Entwicklung der globalen Jahresdurchschnittstemperaturen ungefähr doppelt so hoch ausfallen. Ein Temperaturanstieg von fast 5°C würde einem Anstieg der Gleichgewichtslinie der Gletscher um etwa 800 Meter entsprechen, was zu einem allmählichen Verschwinden der Alpengletscher führen würde (Abb. 1).

Die Reaktionszeit von Gletschern auf die globale Erwärmung ist je nach ihrer Grösse und ihrer topografischen und geografischen Lage sehr unterschiedlich. Grosse Gletscher wie der Aletschgletscher brauchen mehrere Jahrzehnte, um ihr Volumen und ihre Länge an die sich ändernden klimatischen Bedingungen anzupassen, während kleine Kargletscher wie der Plan Névé-Gletscher sich innerhalb von nur wenigen Jahren anpassen. Diese Unterschiede kommen auch in den Volumenschwankungen zum Ausdruck. Grosse Gletscher (Länge über 10 km) haben aufgrund ihrer Grösse im Zeitraum 1850-2000 durchschnittlich nur 15-20 % ihrer Länge verloren. Kleine Kargletscher (Länge unter 1 km) hingegen haben im selben Zeitraum durchschnittlich 40-70 % ihrer Länge verloren (Abb. 2). Der Trend geht also dahin, dass die kleineren Gletscher verschwinden und die grösseren Gletscher kleiner werden, was letztendlich ihre Trägheit gegenüber dem Klimawandel verringert und die Geschwindigkeit ihres Schwundes erhöht (Abb. 3 & 4).

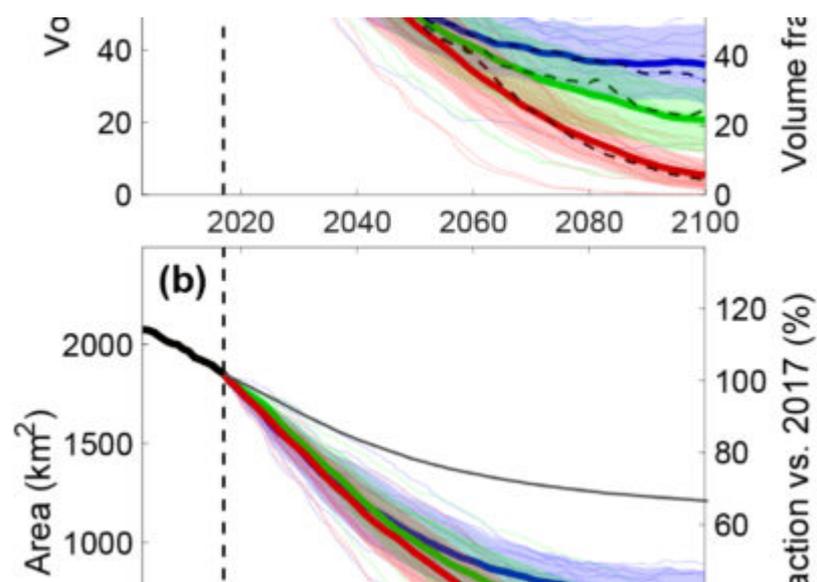


Fig. 1 – Évolution (a) du volume et (b) de la surface des glaciers des Alpes européennes pour diverses simulations obtenues grâce au modèle de haute résolution régional (RCM : high-resolution regional climate model)

EURO-CORDEX (COordinated Regional climate Down-scaling EXperiment applied over Europe) sur la base des conditions moyennes 1988-2017. Les lignes minces correspondent à des simulations RCM individuelles (51 au total). La ligne épaisse représente la moyenne du RCM. Les bandes colorées transparentes correspondent à un écart-type. En (a), les lignes pointillées colorées correspondent aux simulations du modèle qui sont les plus proches de la moyenne multi-modèle. La ligne verticale en pointillés représente l'année 2017. (a) Axe x gauche : volume en km³, Axe x droit: fraction du volume par rapport à 2017 en %. (b) Axe x gauche : surface en km². Axe x droit: fraction de la surface par rapport à 2017 en %. Axe y années calendaires.

Abb.1: Entwicklung (a) des Volumens und (b) der Fläche der Gletscher in den europäischen Alpen für verschiedene Simulationen mit dem hochaufgelösten regionalen Klimamodell (RCM) EURO-CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment applied over Europe), basierend auf den durchschnittlichen Bedingungen von 1988-2017. Die dünnen Linien entsprechen einzelnen RCM-Simulationen (insgesamt 51). Die dicke Linie stellt den RCM-Durchschnitt dar. Die transparenten farbigen Flächen entsprechen einer Standardabweichung. In (a) entsprechen die farbig-gestrichelten Linien den Modellsimulationen, die dem Multi-Modell-Mittelwert am nächsten kommen. Die gestrichelte vertikale Linie steht für das Jahr 2017. (a) Linke x-Achse: Gletschervolumen in km³, rechte x-Achse: Anteil des Gletschervolumens im Vergleich zu 2017 in %. (b) Linke x-Achse: Gletscherfläche in km². Rechte x-Achse: Anteil der Gletscherfläche im Vergleich zu 2017 in %. y-Achse: Kalenderjahre.

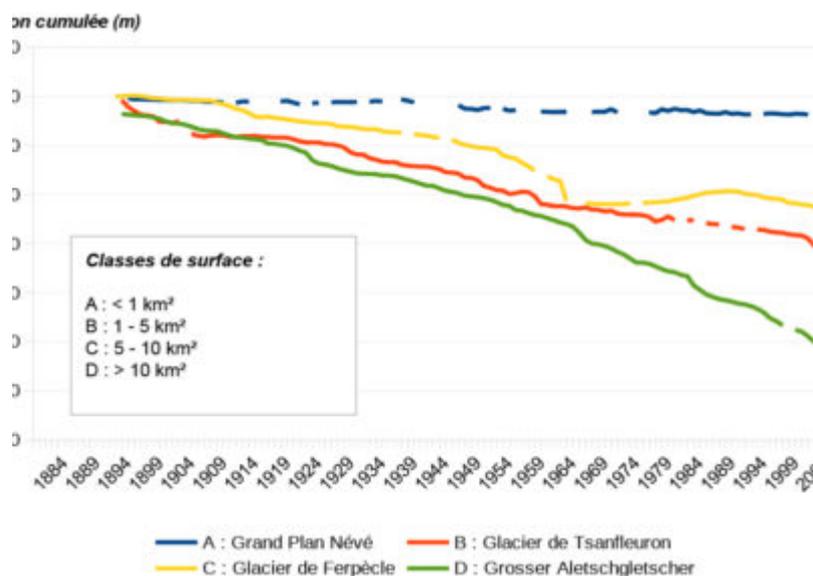


Fig. 2 – Comparaison du retrait de quatre glaciers alpins de taille différente depuis la fin du XIX^e siècle.

Abb.2: Vergleich des Rückzugs von vier unterschiedlich grossen Alpengletschern seit dem Ende des 19. Jahrhunderts.

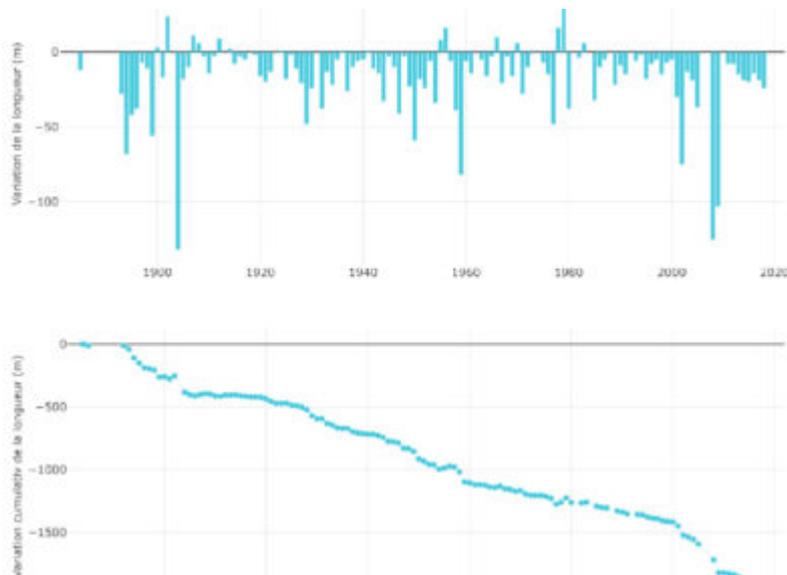


Fig. 3 – Variations de longueur du Fig. 4 – Scénario de retrait pour une élévation de la ligne d'équilibre de 100 m pour le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS). La photo a été prise en octobre 1994. Le scénario de retrait a été établi sur la base des données de Maisch et al. (2000). (Col du Sanetsch, VS) depuis la fin du XIX^e siècle.

Abb.3: Längenänderungen des Tsanfleuron-Gletschers (Sanetschpass, VS) seit dem Ende des 19. Jahrhunderts.

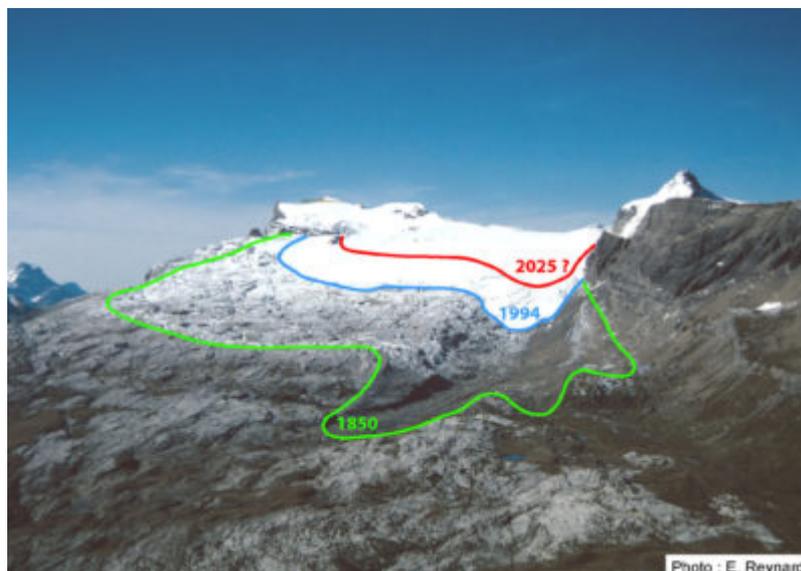


Fig. 4 – Scénario de retrait pour une élévation de la ligne d'équilibre de 100 m pour le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS). La photo a été prise en octobre 1994. Le scénario de retrait a été établi sur la base des données de Maisch et al. (2000).

Abb. 4: Rückzugsszenario bei einem Anstieg der Gleichgewichtslinie um 100 m für den Tsanfleuron-Gletscher (Sanetschpass, VS). Das Foto wurde im Oktober 1994 aufgenommen. Das Rückzugsszenario wurde auf der Datengrundlage von Maisch et al. (2000) erstellt.

4.8 Auswirkungen des Klimawandels auf die alpine Umwelt

 geomorphologie-montagne.ch/de/4-8-auswirkungen-des-klimawandels-auf-die-alpine-umwelt/

Durch die globale Erwärmung verändert sich die alpine Umwelt. Diese Veränderungen erhöhen die Umweltrisiken, bringen aber auch positive Effekte mit sich.

Die Erde erwärmt sich (Abb. 1). Der IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) schreibt in seinem Sonderbericht von 2018: «Menschliche Aktivitäten haben zu einer globalen Erwärmung von etwa 1 °C über dem vorindustriellen Niveau geführt, mit einer wahrscheinlichen Bandbreite von 0,8 °C bis 1,2 °C. Es ist wahrscheinlich, dass die globale Erwärmung zwischen 2030 und 2052 1,5 °C erreichen wird, wenn sie im derzeitigen Tempo weitergeht.» In der Schweiz ist die jährliche Durchschnittstemperatur seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts um 1,8 °C gestiegen. Diese Erwärmung führt zu einem verstärkten Gletscherschwund und einer Degradation des Permafrosts (Factsheet Gletscher 4.7 und Kapitel über Periglaziale Prozesse), was wiederum eine Reihe von Konsequenzen nach sich zieht, insbesondere im Hinblick auf Naturgefahren im Zusammenhang mit glazialen und periglazialen Prozessen.

Insbesondere wird gemäss Studien des Beratenden Organs für Fragen der Klimaänderung (OcCC) für die Schweiz erwartet, dass ein grosser Teil des Hochgebirges zwischen 2400 und 2800 m ü. M. nach dem Verschwinden der Gletscher und der Degradation des Permafrosts grosse Mengen an Lockermaterial freilegen wird, die durch Wasser in Bewegung geraten könnten (Abb. 2). Gemäss diesem Szenario ist mit einer räumlichen Verschiebung des Risikos für Eislawinen und Murgänge im Hochgebirge zu rechnen, bei gleichzeitiger Zunahme der saisonalen Verteilung der Hochwassergefahr.

Es ist absehbar, dass – wie beim Pizol-Gletscher, der mittlerweile zu klein geworden ist, um weiterhin zum Schweizerischen Gletschermessnetz (GLAMOS) zu gehören, und für den eine Gedenkfeier abgehalten wurde – der Grossteil der alpinen Gletscherwelt noch in diesem Jahrhundert verschwinden wird. Das vermeintlich ewige Eis weicht mit hoher Geschwindigkeit einer neuen Landschaft aus Felsen, Geröll, spärlicher Vegetation und zahlreichen, meist kleinen Seen. Das langsame Auftauen des Permafrosts verringert auf lange Sicht die Stabilität der vielerorts sehr steilen Bergflanken. Die Folge sind häufigere, teils grossflächige Felsstürze. Ausgeprägte Ungleichgewichte werden diese Landschaft im Hinblick auf die geomorphologische Dynamik über Jahrhunderte hinweg prägen.

Umweltrisiken umfassen nicht nur natürliche Risiken und Gefahren, sondern auch wirtschaftliche und ökologische Risiken. Laut ProClim werden das Abschmelzen der Gletscher und der Rückgang der Schneedecke schwere Folgen für den Wasserhaushalt und das Landschaftsbild, den Wintertourismus und die Landwirtschaft haben.

Insbesondere werden laut OcCC die durchschnittlichen jährlichen Wasserabflussmengen auf der Alpennordseite um durchschnittlich etwa 10 % zunehmen, während sie auf der Alpensüdseite um durchschnittlich etwa 10 % abnehmen werden. Dies wird erhebliche

Auswirkungen auf die Wasserkraftproduktion haben, die stark von der Vergletscherung abhängt ([Factsheet Gletscher 5.3](#)). Ein weiteres Risiko, das man als wirtschaftlich bezeichnen könnte, ist mit den Veränderungen der Hochgebirgslandschaften infolge des Gletscherschwundes und deren Auswirkungen auf den Tourismus verbunden ([Abb. 3](#)). Zum gegenwärtigen Zeitpunkt lassen sich diese ökonomischen Risiken jedoch schwer abschätzen ([Factsheet Gletscher 5.4](#)). Erhöhte Temperaturen und Trockenheit, weniger Schnee und sich verändernde Vegetationsperioden sind nur einige der Faktoren, die alpine Ökosysteme beeinflussen. Die Folgen sind beispielsweise räumliche und/oder zeitliche Veränderungen im Vorhandensein von ökologischen Ressourcen und damit einhergehend die Migration von Pflanzen- und Tierarten.

Allerdings können auch gewisse **positive Auswirkungen** der globalen Erwärmung auf die Kryosphäre genannt werden. Im Vergleich zu Zeiten grösserer Gletscherausdehnung sind gewisse Risiken heute häufig räumlich stärker eingegrenzt und betreffen kleinere Bereiche. Im Fall von en-/subglazialen Wassertaschen sowie (supra-/randglazialen) Gletscherseen ist das Risiko katastrophaler Entleerungen und deren Folgen für Bevölkerung und Infrastruktur im Tal bei einigen Gletschern zurückgegangen. Dies gilt beispielsweise für den Aletschgletscher, wo der Märjelensee ab 1931 keine Probleme mehr verursacht hat ([Factsheet Gletscher 6.3](#)). Andernorts haben sich neue Gletscherseen gebildet, die einerseits neue Gefahren verursachen können, andererseits jedoch die Landschaft abwechslungsreicher gestalten. Der Rückzug der Gletscher wird auch wichtige archäologische Funde über die Besiedlung der Alpentäler ermöglichen ([Factsheet Gletscher 5.2](#)) und mehr Holz und Torf für die Rekonstruktion des Klimas der letzten 10.000 Jahre ([Abb. 4](#)) bereitstellen ([Factsheet Gletscher 4.5](#)). Und schliesslich werden sich Mineraliensucher (Strahler) und Höhlenforscher freuen, wenn unberührtes Gelände zu Tage tritt und neue Zugänge erkundet werden können.

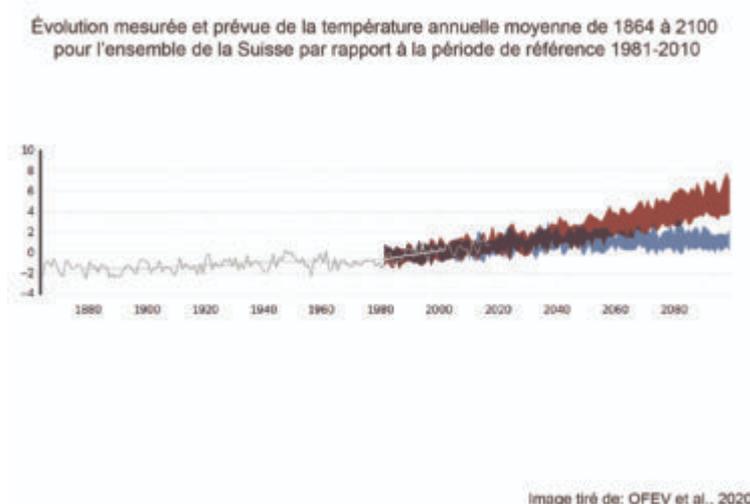


Fig. 1 Évolution de la température annuelle moyenne pour l'ensemble de la Suisse.

Abb. 1: Entwicklung der jährlichen Durchschnittstemperatur für die gesamte Schweiz.



Fig. 2 – Dépôts de lave torrentielle en aval du glacier de Plampincieux (Val Ferret, Italie).

Abb. 2: Ablagerungen von Murgängen unterhalb des Plampincieux-Gletschers (Val Ferret, Italien).



Fig. 4 – Tronc d'arbre dans des sédiments fluviaux en aval du glacier de Bocheresse (Val de Bagnes, VS).

Abb. 4: Baumstamm in fluvialen Sedimenten unterhalb des Bocheresse-Gletschers (Val de Bagnes, VS).



Fig. 3 – Les Alpes sans glaciers ? La disparition de certains glaciers a modifié radicalement le paysage de haute montagne. La ligne verte marque l'extension du glacier du Valdrous à la fin du Petit Age Glaciaire (Val Camadra, TI).

Abb. 3: Die Alpen ohne Gletscher? Das Verschwinden einiger Gletscher hat die Landschaft im Hochgebirge radikal verändert. Die grüne Linie markiert die Ausdehnung des Valdraus-Gletschers am Ende der Kleinen Eiszeit (Val Camadra, TI).