

Das Klima des Eiszeitalters und seine Spuren in der Landschaft

Kurzfassung

Aus verschiedenen Archiven ist ersichtlich, dass sich das Klima in der Vergangenheit stetig geändert hat. Dabei wurde das Erscheinungsbild der heutigen Landschaft geprägt. Natürliche Klimaänderungen waren besonders während der letzten 2,6 Millionen Jahren markant und führten zeitweise zu einer weiträumigen Vergletscherung großer Teile der mittleren Breiten. Die gegenwärtige Warmphase (Holozän) stellt nur einen vorübergehenden Zustand innerhalb sich stetig wandelnder Klimabedingungen dar. Die Ursachen der natürlichen Dynamik sind dabei auf unterschiedlichen zeitlichen Ebenen angesiedelt. Langfristige Trends werden durch die Drift der Kontinente (Plattentektonik) angetrieben, welche die Zirkulation in den Meeren und in der Atmosphäre beeinflusst. Mittelfristige Klimaschwankungen sind offenbar durch zyklische Änderungen der Erdbahnparameter verursacht, die zu Modifikationen im Energiehaushalt der Erde führen. Weniger eindeutig lassen sich kurzfristige Klimaschwankungen, wie die sogenannte »Kleine Eiszeit« erklären (AD 1350-1850). Änderungen der Sonnenaktivität und Vulkanausbrüche sind hier vermutlich die treibenden Faktoren, ein genaues Verständnis der Steuerung und der verschiedenen Rückkopplungsmechanismen fehlt derzeit aber noch. Mit der fortschreitenden Industrialisierung seit Ende des 18. Jahrhunderts greift die Menschheit durch massive Emission von Treibhausgasen in das Klimasystem ein, wodurch die natürliche Dynamik in Zukunft sehr wahrscheinlich stark gestört werden wird.

1. Einleitung

Bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die These aufgestellt, dass in der jüngeren geologischen Vergangenheit deutlich andere Klimabedingungen geherrscht haben müssen als heute (Venetz 1833, Agazzi 1840, Charpentier 1841). Basierend auf der Präsenz von erratischen Blöcken (»Findlingen«) im Vorland der Schweizer Alpen wurde eine viel größere Ausdehnung der Alpengletscher angenommen. Karl Friedrich Schimper benutzte 1837 für diese offenbar kalte Periode in der Vergangenheit als erster den Begriff »Eiszeit«.

Der Begriff »Eiszeitalter« wird heute mit der jüngsten Periode der geologischen Zeitskala, dem Quartär, gleichgesetzt. Dessen Beginn wurde auf 2,588 Millionen Jahre vor heute festgesetzt (Gibbard et al. 2010). Bereits Penck (1882) konnte zeigen, dass es sich um eine ganze Reihe von unabhängigen Vergletscherungen des Alpenvorlandes handelte, die sich mit Warmphasen abwechselten. Die derzeitige Warmzeit (Holozän), welche vor 11.600 Jahren begann, ist demnach im Kontext der natürlichen Klimaent-

wicklung zu sehen. Sie stellt eine der vielen Warmzeiten innerhalb des Eiszeitalters dar und bei Fortsetzung der natürlichen Klimaentwicklung wäre mit einem Übergang in die nächste Kaltphase innerhalb der nächsten 20.000 Jahre zu rechnen (Hays et al. 1976).

In diesem Artikel werden die wichtigsten geologischen Archive vorgestellt, anhand derer die Geschichte der jüngeren geologischen Vergangenheit rekonstruiert wird. Die Art der Ablagerung, deren biogener Inhalt (Überreste von Pflanzen und Tieren), und mit Hilfe verschiedener chemischer Analysen können die Umweltbedingungen bei der Entstehung abgeleitet werden. Hieraus ergeben sich Rückschlüsse auf das zu dieser Zeit vorherrschende Klima (Lowe & Walker 2015). Im Anschluss wird die Umweltgeschichte der letzten 2,6 Millionen Jahre zusammengefasst, bevor auf die Ursachen des natürlichen Klimawandels eingegangen wird.

2. Klimaarchive

2.1. Ablagerungen von Gletschern

Die bedeutendste Veränderung während des Quartärs war das wiederholte Vorstoßen von Gletschern ins Vorland der Gebirge, sowie das Anwachsen von großen Eisschilden in der Nordhemisphäre. So entstanden über Nordamerika und Skandinavien, aber auch über Island und weiten Teilen der Britischen Inseln (inklusive Irland) mächtige Eiskappen. Während des Maximums der letzten Vergletscherung vor ca. 24.000 Jahren erstreckte sich aber auch in den Vogesen die Gletscher über viele Kilometer in die Täler (Kaltenbrunn & Preusser 2015). Auf dem Südschwarzwald lag eine Eiskappe, mit dem Feldberg als Zentrum (Hemmerle et al. 2016). Dabei kam es durch das Eis zu einer großflächigen Abtragung von Festgestein und einem Transport des hierdurch entstandenen Schuttes über weite Entfernungen (Benn & Evans 2010). Direkt durch Eis abgelagerter Schutt ist, im Gegensatz zu den meisten anderen Ablagerungen, durch eine geringe Größensortierung der Komponenten gekennzeichnet. Diese unsortierten Ablagerungen glazigener Herkunft werden Till genannt und die Kartierung der Verbreitung erlaubt die Rekonstruktion ehemaliger Eisausdehnungen. Weiteres Merkmal von Gletschervorstößen sind wallartige Strukturen in der Landschaft (Abb. 1), die als Moränen bezeichnet werden, auf denen häufig erratische Blöcke (»Findlinge«) zu finden sind. In Gebirgsregionen treten teils markante Wechsel in der Formung der Felsoberfläche auf, welche die maximale Höhe einer Vergletscherung anzeigen (Schliffgrenze; Abb. 2). Anhand all dieser Merkmale und in Kombination mit der Herkunft der durch Eis transportierten Gesteinsbruchstücke lassen sich die Geometrie und die Fließrichtung von Vergletscherungen rekonstruieren. Anhand der Geometrie der Gletscher kann abgeleitet werden, aus welcher Richtung die Niederschläge in der Vergangenheit die Gebirgskette angeströmt haben müssen. Basierend auf derartigen Untersuchungen kamen Florineth & Schlüchter (2000) zu dem Schluss, dass während des Maximums der letzten Vergletscherung die Feuchtigkeit dominant aus dem Süden auf die Alpen traf. Das konnte durch Befunde an Gletscherablagerungen auf Korsika bestätigt werden (Kuhlemann et al. 2008). Daraus ergibt sich eine von heute recht unterschiedliche Zirkulation in der Atmosphäre, die mit einer Südverlagerung der Polarfront erklärt wird. Derartige Befunde dienen als Kontrolldaten für Modelle, welche die

Mechanismen und Rückkopplungen der globalen Zirkulation numerisch simulieren sollen. Dadurch soll auch die zukünftige Klimadynamik besser vorhersagbar werden.



Abb. 1: Endmoränenwälle im Tal von Menzenschwand, zentraler Schwarzwald. (Foto: Sven Lukas)



Abb. 2: Schliffgrenze im Gebiet der Grimsel (Berner Oberland, Schweiz). Die in dieser Gegend vorkommenden Granite wurden durch Gletschereis und den darin enthaltenen Schutt während der Vergletscherungen kräftig abgeschliffen und poliert. Nur in den am höchstgelegenen Bereichen, die vom Gletscher nicht erreicht wurden, besitzt das Gestein eine scharfkantige, nicht von Eis überprägte Oberflächenstruktur (Pfeile). (Foto: Dorian Gaar)

Neben dem direkt von Eis bedeckten Bereich, prägen Gletscher auch das ihnen vorgelagerte Gebiet (Benn & Evan 2010). Dorthin werden durch Schmelzwässer große Mengen Schutt verfrachtet, was in Ablagerung von mächtigen Schotterpaketen resultiert. Diese durch Schmelzwasserablagerungen charakterisierten Gebiete werden als Schotterfelder oder Sander bezeichnet. Im Alpenvorland haben sich in die Schotterfelder nachfolgend Flüsse eingeschnitten, da die Region sich langsam hebt. Dadurch

kam es zur Ausprägung markanter Terrassentreppen, bei denen die ältesten Schotterablagerungen in der morphologisch höchsten Position zu finden sind (Abb. 3). Anhand dieser Terrassentreppen, die im gesamten Alpenvorland zu finden sind, wurde die konzeptionelle Gliederung des Eiszeitalters von Penck & Brückner (1901) entwickelt.

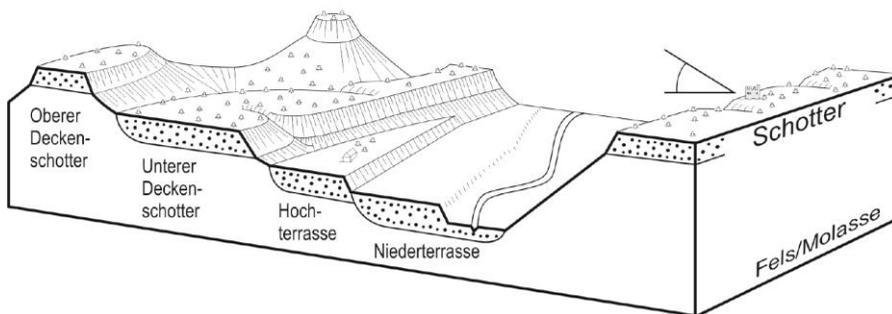
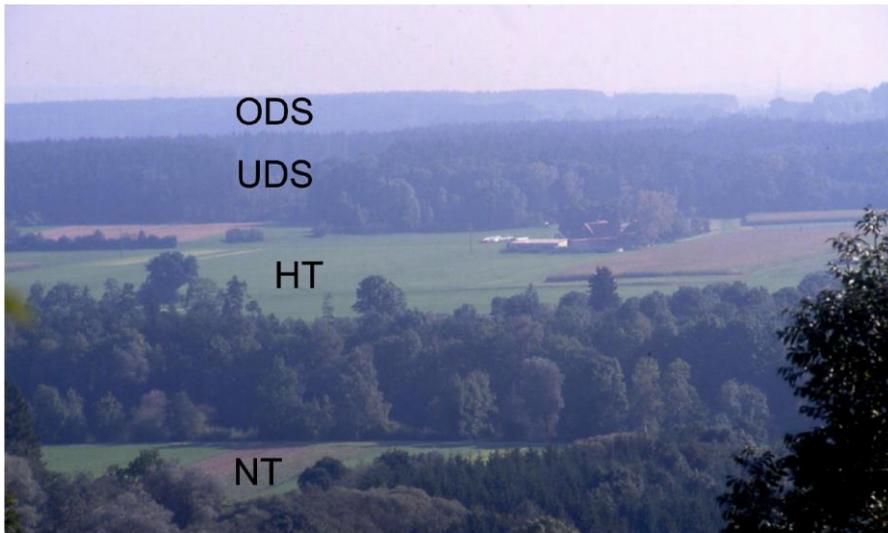


Abb. 3: (A) Blick von Burg Marstetten (Bayern) zeigt vier gestaffelte Terrassenoberflächen im Illertal. Diese repräsentieren die Oberflächen von Schotterkörpern (Kies mit Sand), die durch Schmelzwasser während verschiedener Vergletscherungen abgelagert wurden. (B) Schematische Darstellung der obigen Situation. Die Schotterkörper stellen Ablagerungen verschieden alter Vergletscherungen dar, die im Laufe der Zeit durch Erosion teilweise abgetragen wurden. Die hier dargestellten Terrassenkörper werden mit vier ausgedehnten Vergletscherungen (Glazialen) korreliert, die nach Typuslokalitäten im Alpenvorland als Günz, Mindel, Riss und Würm bezeichnet werden (von alt nach jung; Penck & Brückner 1901). Später wurde diese Viergliederung des Eiszeitalters weiter ergänzt; es wurden die älteren Donau und Biber-Glaziale hinzugefügt. Allerdings implizieren neuere Arbeiten, dass auch diese Einteilung nicht die komplexe Wirklichkeit widerspiegelt (Doppler et al. 2011, Ellwanger et al. 2011, Preusser et al. 2011); nun werden bis zu 15 Glaziale erwartet. (Foto: Markus Fiebig; Abbildung umgezeichnet nach Scholz und Scholz 1981)

2.2. Flussablagerungen

Der Charakter eines Flusssystems und die damit verbundenen Ablagerungen werden durch den geologischen Untergrund, d.h. das Relief und die Eigenschaften der Gesteine, aber auch durch das Klima geprägt (Miall 2014). Letzteres bestimmt die Menge und Schwankung des Wasserabflusses, die den Fluss begleitende Vegetation und die Art und Menge an Gesteinsschutt, der dem System zugeführt wird. Bei regelmäßigen Abfluss von Wasser, flachem Relief und mäßigem Schutteintrag entstehen mäandrierende oder verzweigte (anastomosierende) Flusssysteme (Abb. 4A). Neben einzelnen Kiesbänken ist diese Art von Flüssen durch überwiegend feinkörnige Ablagerungen charakterisiert, die meist an Überschwemmungsgebiete gebunden sind. Im Gegensatz dazu stehen »verwilderte« Flusssysteme (engl. braided rivers), die durch eine stark saisonale Wasserführung und/oder einen sehr hohen Eintrag an Schutt geprägt sind (Abb. 4B).



Abb. 4: (A) Die Ill südlich von Illhaeusern (Elsass, Frankreich) zeigt die für mäandrierende Systeme typischen Flussschlingen. An diesen bilden sich ein Gleithang, an dem Schutt akkumuliert, und ein Prallhang aus, in dessen Bereich der Fluss die Böschungen abträgt (erodiert). Im gezeigten Beispiel ist in naher Zukunft mit einem Durchbruch der Schlinge zu rechnen. Der Fluss wird dann seinen Lauf verkürzen, der nicht mehr aktiv durchflossene Altarm wird langsam mit feinkörnigem Material aufgefüllt werden. (B) Der Haast River auf der Südinsel Neuseelands als Beispiel für ein »verwildertes« Flusssystem (braided river). Bei relativ unregelmäßiger Wasserführung werden diesem Fluss große Mengen an Schutt aus den steilen Hängen an der Westabdachung der Südalpen zugeführt. Nur bei hoher Wasserführung, z.B. während der Schneeschmelze, wird das gesamte Flussbett geflutet. (Satellitenbilder von GoogleEarth[®])

Bis ins frühe 19. Jahrhundert war der Oberrhein ein Musterbeispiel für die unterschiedliche Dynamik, die Flusssysteme aufweisen können. Im Süden (nördlich von Basel) hatte der Fluss einen verwilderten Charakter, bedingt durch den hohen Eintrag an Schutt aus dem Jura und durch Erosion eiszeitlicher Ablagerungen entlang des Hochrheins. Bis etwa Karlsruhe war der Oberrhein dann durch ein breites Abflussgebiet mit vielen Flussarmen und kleinen Inseln geprägt (anastomosierender Charakter), bevor der Fluss weite Schlingen ausbildete, die ein mäandrierendes System darstellten. Verschiedene Studien haben gezeigt, dass der Rhein während der Zeiten der Vergletscherungen insgesamt ein verwildertes Flusssystem darstellte und die Umstellung in ein mäandrierendes System mit der Klimaerwärmung einherging (Erkens et al. 2009, Kock et al. 2009).

2.3. Löss/Paläobodenabfolgen

Aus saisonal trockenfallenden Gletschervorfeldern und den weiten Bereichen, die verwilderte Flüsse einnehmen, wird feinkörniges Material (Silt: Korngröße 2-63 μm) leicht ausgeblasen. Dieser Staub wird durch Wind verfrachtet, der die Landschaft oft flächendeckend eindeckt (Pye 1987). Die mit 400 m mächtigsten Lössablagerungen finden sich in Zentralchina und repräsentieren die wechselnden Umweltbedingungen während des Eiszeitalters. So können anhand von Schneckengehäusen die Vegetationsbedeckung und die Umweltbedingungen rekonstruiert werden. Änderungen in der Korngrößenzusammensetzung werden als Maß der Windstärke interpretiert. Besonders interessant sind die in den Löss eingeschalteten Bodenbildungen (Abb. 5). Diese Paläoböden, Überreste von Böden die in der Vergangenheit entstanden sind, erlauben ebenfalls Aussagen über die Umweltbedingungen während der Zeit ihrer Bildung. Lössablagerung repräsentiert in der kaltzeitlichen Bedingungen während Paläoböden in wärmeren Perioden entstanden.

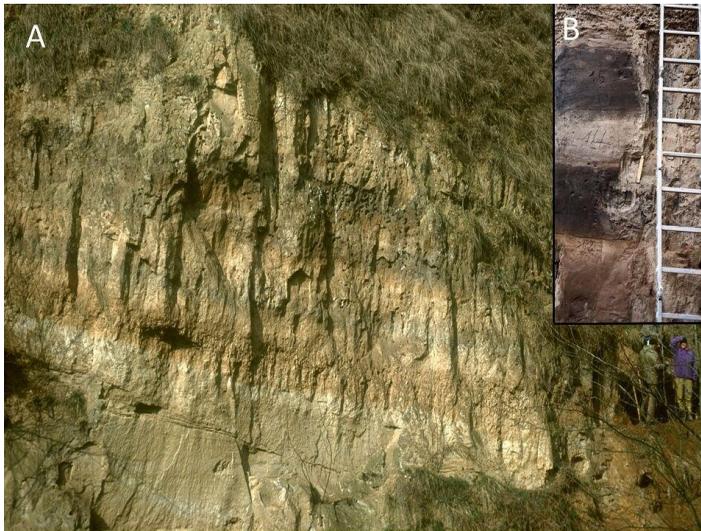


Abb. 5: (A) Das Lössprofil von Zemechy, Tschechien, mit mehreren leicht nach rechts einfallenden Paläoböden. (B) Wechselfolge von Löss und Lössderivaten mit Bodensediment im Profil Dolní Věstonice, Tschechien. (Fotos: Anja Zander)

Der Begriff Löss, der sich aus dem badischen »lösch« (lose) ableitet, taucht erstmals bei von Leonhard (1823) auf, wird aber bis heute in der internationalen Wissenschaftsliteratur verwendet (engl. loess, franz. lœss). Löss findet sich in unterschiedlicher Mächtigkeit auch in vielen Teilen Deutschlands, außerhalb der ehemals vergletscherten Gebiete (Haase et al. 2007). In Sachsen und im Alpenvorland wurde der Löss direkt aus nahegelegenen Gletschervorfeldern ausgeblasen. In anderen Gebieten, wie an Mittel- und Niederrhein, wurde glazigenes Feinmaterial über längere Entfernungen transportiert, zudem aber mit lokalem Material vermischt. Auch im Bereich der Oberrheinebene finden sich mächtige Lössabfolgen, die heute aber nur noch selten gut aufgeschlossen sind. Ein noch gut zugängliches Lössprofil findet sich im Geotop bei der

ehemaligen Brauerei in Riegel am Kaiserstuhl, in dem auch mehrere Paläoböden gut erkennbar sind.

2.4. Dünen- und Flugsande

Neben feinkörnigem Staub transportieren Schmelzwassersysteme und Flüsse auch große Mengen Sand. Dieser wird bei saisonal trockenen Bedingungen und durch Wind verblasen, bewegt sich aber meist nahe der Erdoberfläche. Entsprechend findet sich durch Wind verfrachteter Sand in der Nähe der Gletschervorfelder bzw. die großen Flussläufe (Kasse 1997). Je nach Windregime und Beschaffenheit der Erdoberfläche bilden sich entweder flache Flugsanddecken oder Dünen aus, wobei letztere mehrere Meter hoch sein können. Während Phasen geringer Sandmobilisierung, z.B. verursacht durch eine Zunahme der Vegetationsdecke, kann es ähnlich wie beim Löss zur Ausbildung von Bodenhorizonten kommen. Neben der Information zu den generellen Klimabedingungen, die sich aus Bodenbildungen und dem Fakt der Sandablagerung ableiten lassen, ermöglicht die Analyse von Flugsanden oft Aussagen über die dominante Windrichtung während der Ablagerung.

In Mitteleuropa erstreckt sich von den Britischen Inseln bis nach Polen ein breiter Streifen, in dem Flugsande vorkommen, die einige Meter Mächtigkeit erreichen können (Koster 1988). Aus dem Gebiet der Oberrheinebene ist eine Serie von Dünenfeldern bekannt, die sich von Rastatt bis Mainz erstrecken. Deren Entstehung und ihr Alter sind bisher allerdings nicht systematisch untersucht worden. Erste Ergebnisse der Universität Freiburg im Gebiet von Kronau (Abb. 6) implizieren eine komplexe Interaktion fluvialer und äolischer Prozesse nach dem Ende der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes.

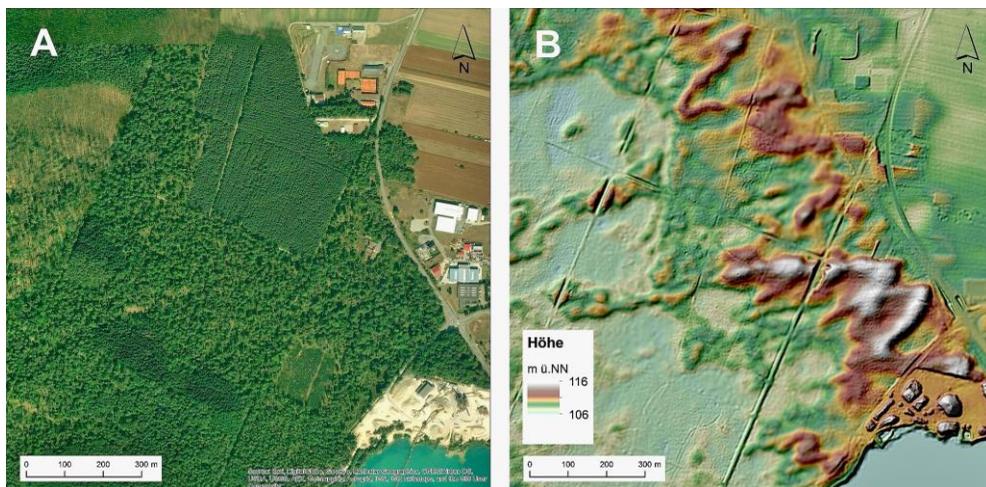


Abb. 6: (A) Das Dünenfeld SW von Kronau tritt im Satellitenbild kaum in Erscheinung. (B) Erst im hochauflösenden Geländemodell wird die Komplexität der Formen deutlich.

2.5. Seeablagerungen

Die bisher erörterten Archive haben den Vorteil, dass die meisten weit verbreitet und in Gruben für Kies-, Sand- oder Lössabbau oft gut zugänglich sind. Somit ist eine großräumige geographische Abdeckung gegeben, allerdings oft zu Lasten der zeitlichen Auflösung, Kontinuität und auch Quantifizierbarkeit der umweltrelevanten Aussagen. Das ideale Archiv vergangenen Klimas sollte eine hohe zeitliche Auflösung aufweisen (am besten jährlich), kontinuierlich sein und möglichst unterschiedliche Arten von Informationen über die Umweltbedingungen enthalten. Diesen Erwartungen entsprechen die meisten Seen und die Paläolimnologie (»Lehre von den alten Seen«) ist eines der wichtigsten Felder der Erforschung des Klimas der Vergangenheit (Cohen 2003).

Ein limitierender Faktor ist hierbei das Vorkommen von geeigneten Seen. Diese stellen Ansammlungen von (Grund-)Wasser in Depressionen auf der Erdoberfläche dar, die durch unterschiedliche Prozesse geformt wurden. Mit zunehmender Verfüllung verlandene Seen im Laufe der Zeit und in Flachwasserbereichen entstehen oft Moore. Ein bedeutender Faktor für das Entstehen von Seen ist die Bildung von Becken durch Gletscher. So finden sich zahlreiche Seen innerhalb der Grenzen der letzten maximalen Eisausdehnung, wie etwa der Bodensee, Gardasee oder Zürichsee. Auch Skandinavien und große Teile Nordamerikas sind für ihre große Anzahl an Seen bekannt; ein Resultat der Vergletscherungen. Eine Charakteristik dieser Seen ist, dass sie aus geologischer Sicht eine relativ kurze Lebensdauer haben. So lag am Ausgang des Inns ins Alpenvorland einst der sogenannte Rosenheimer See, der heute vollständig verschwunden ist. Grund dafür ist, dass der See innerhalb weniger tausend Jahre nach seiner Entstehung mit Schutt aufgefüllt wurde, der vom Inn aus dem Inneren der Alpen herangeführt wurde. Das gleiche Schicksal blüht wohl allen Seen im Vorland der Alpen, wahrscheinlich innerhalb den nächsten 20.000 Jahre. Seeablagerungen haben entscheidend zur Rekonstruktion der Umweltgeschichte des Alpenraums beigetragen (Heiri et al. 2014). Wegen der Kurzlebigkeit reichen Seeablagerungen jedoch kaum über das Ende der vorletzten Vergletscherung des Alpenvorlandes vor 140.000 Jahre hinaus.

Seeablagerungen, die längere Zeitabschnitte umfassen, sind vor allem an Becken vulkanischen Ursprungs gebunden, d.h. an erloschene Krater, Calderen (Einsturztrichter wie der Laachersee) und Maare (Explosionskrater). In Europa wurde die Sedimentfüllung derartiger Formen in den vulkanischen Gebieten Italiens, im Zentralmassiv (Frankreich) und in der Eifel untersucht. Daneben füllen Seen auch Depressionen, die durch Bewegungen in der Erdkruste entstanden sind (tektonische Prozesse). Zu dieser Art der Entstehung zählen der Baikalsee und das Tote Meer. Eher selten sind Seen in Impaktkratern, wie El'gygytgyn (»Der Weiße See« in Ostsibirien), der durch einen Meteoriteneinschlag vor 3,6 Millionen Jahren entstanden ist (Melles et al. 2012).

Neben dem Charakter der Seeablagerungen (Korngröße, chemische Zusammensetzung; Abb. 7), spiegelt vor allem der biogene Inhalt die Umweltbedingungen in der Vergangenheit wieder. So kann mittels Pollen die Vegetation um einen See herum gut rekonstruiert werden. In Mitteleuropa sind Warmzeiten durch Eichenmischwald oder Buchen geprägt, die in kühleren Phasen Fichten und Kiefern weichen, bis im Maxi-

zum einer Vergletscherung die Bäume durch Gräser der Tundra ersetzt werden. Im Vergleich zur heutigen Analogen lässt sich so die Sommertemperatur ableiten. Eine Alternative zu Polen stellen die Überreste von verschiedenen Arten der Larven der Zuckmücken (Chironomidae) dar, die einen klar lokalen Bezug haben und sehr rasch auf Änderungen der Umweltbedingungen reagieren.



Abb. 7: Beispiel feingeschichteter Seesedimente. Derartige Schichtung kann entweder durch einzelne Fluteignisse, z.B. nach Starkregen, oder durch den jahreszeitlichen Wechsel im Einzugsgebiet des Sees entstehen. In letzterem Fall handelt es sich um Warven, die auch zur Datierung der Ablagerungen herangezogen werden können. Allerdings ist dafür zuerst der jahreszeitliche Charakter der Schichtung zu belegen. (Foto: Flavio Anselmetti)

2.6. Ablagerungen in Wüstengebieten

Während in den mittleren und hohen Breiten Temperaturänderungen den Klimawandel in der Vergangenheit prägten, dominierten in den Trockenzonen der Erde Wechsel in der Höhe der Niederschläge (Thomas 2011). Aus vielen Regionen der Erde sind Perioden ausgesprochener Trockenheit bekannt, die durch von Wind gesteuerte Prozesse charakterisiert sind (Verlagerung von Sand und Bildung von Dünen). Phasenweise kam es zu einem markanten Anwachsen der Niederschläge, was zu einer Aktivierung von heute nicht aktiven Flusssystemen führte (Abb. 8). Von großer Bedeutung sind Seeablagerungen (Abb. 9), deren biogener Inhalt Hinweise auf die Umweltbedingungen liefern. Dabei handelt es sich z.B. um Schalen von Schnecken (Gastropoden), Muschelkrebse (Ostrakoden) oder Foraminiferen oder die Reste von Kieselalgen (Diatomeen).

Die vorliegenden Rekonstruktionen zeigen, dass viele heute sehr trockene und lebensfeindliche Regionen in der Vergangenheit einen deutlich anderen Charakter hatten. Die Trockengebiete in Nordafrika (Sahara-Sahel) und Südafrika (Kalahari), im Nahen Osten und auf der Arabische Halbinsel (Nafud, Rub al-Khali) ähnelten den heutigen Savannen Ostafrikas. Ähnliches gilt für die Wüsten Zentralasiens (Gobi, Taklamakan) und Australiens. Einige Seen wie der Tschadsee (nördliches Afrika), der Lake Eyre (Australien), das Tote Meer, aber auch auf dem Altiplano Südamerikas (z.B. Salar de Uyuni, Bolivien), hatten eine deutlich größere Ausdehnung, was überwiegend auf höhere Niederschläge zurückgeführt wird.



Abb. 8: Dunkle Flusssedimente lagern auf weißlich-rötlichen älteren Gesteinen, zentraler Oman (vgl. Bleichschmid et al. 2009). (Foto: Dirk Radies)



Abb. 9: (A) Überreste von Seeablagerungen innerhalb eines Dünenfeldes der Nafud-Wüste, nördliches Saudi-Arabien. (B) Nahaufnahme der Seeablagerungen, Profilhöhe ca. 1 m (vgl. Rosenberg et al. 2013). (Fotos: Thomas Rosenberg)

Ein Problem bei der Rekonstruktion der Klimaverhältnisse, d.h. bei der Quantifizierung der Niederschläge, stellen mögliche Schwankungen in der Rate der Verdunstung dar. Deren Abnahme infolge geringerer Temperaturen wird ebenfalls zu einem Anstieg der Seespiegel beigetragen haben.

2.7. Tiefseeablagerungen

Die meisten auf den Kontinenten vorkommenden Umweltarchive haben den Nachteil, dass sie stark durch die lokalen Bedingungen geprägt sind, nur relative kurze Zeitabschnitte umfassen und größere Lücken enthalten können. Kontinuierliche Ablagerung findet auf der Erde fast ausschließlich in der Tiefsee statt, weshalb die Untersu-

chung von Sedimenten aus diesen Raum in den 1950er Jahren vor allem durch Emiliani (1957) forciert wurde. Das wichtigste Werkzeug dabei ist die Messung der isotopischen Zusammensetzung von Sauerstoff. In kühlen Perioden enthalten die Schalen von Foraminiferen (Einzeller aus der Gruppe der Rhizaria) mehr ^{18}O , während sich ^{16}O im Festlandeis ansammelt. Somit reflektiert die Sauerstoff-Isotopie von Foraminiferen die Menge an Eis auf der Erde. Anhand langer Sedimentabfolgen aus der Tiefsee konnte die globale Klimaentwicklung über die letzten 2,6 Millionen Jahre rekonstruiert werden (Abb. 10). Dabei wurden die einzelnen Maxima im Isotopensignal warmen bzw. kalten Stadien zugeordnet, die rückwärts durchnummeriert wurden. Die gegenwärtige Warmphase entspricht dem Marinen Isotopen Stadium (MIS) 1, die Warmphase vor der ersten markanten Kaltphase zu Beginn des Quartärs MIS 103. Allerdings zeigt das Isotopensignal nicht an, wo sich das Eis auf der Erde bildete und welche Auswirkungen es auf die Vegetation und die Prozesse in der Landschaft hatte.

2.8. Eisbohrkerne

In den Polargebieten bauen sich im Laufe der Zeit teils mächtige Eiskörper auf. In diesen ist oft eine jahreszeitliche Schichtung des Eises zu beobachten, welche zur Bestimmung des Alters herangezogen wird. Zudem ist im Eis Information über die Umweltbedingungen während der Bildungszeit in unterschiedlicher Form enthalten. So gibt die isotopische Zusammensetzung des Wassers ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$), Hinweise auf Temperaturänderungen, während die Konzentration von Spurengasen (Kohlendioxid, Methan) in der im Eis enthaltenen Luft Auskunft über die Zusammensetzung der Atmosphäre in der Vergangenheit gibt, z.B. den CO_2 -Gehalt (Lüthi et al. 2008). Die Menge an Staubpartikeln und das Vorkommen bestimmter chemischer Elemente erlaubt Aussagen über die Zirkulation in der Atmosphäre.

2.9. Andere Archive

Neben den bereits erwähnten Archiven gibt es noch einige andere, von denen hier zwei weiter erläutert werden. Für die Klimarekonstruktion im Holozän spielt vor allem die Dendrochronologie eine herausragende Rolle. Dabei wird die Ausprägung von Jahrringen in Bäumen als Hinweis auf die Sommerwetterlage interpretiert. Geringes Wachstum (enge Jahresringe) impliziert kühle und/oder trockene Sommer, während starkes Wachstum auf eher warme und/oder feuchte Sommer hindeutet. Dabei ist zu beachten, dass verschiedene Arten unterschiedliche Anforderungen an die Umweltbedingungen stellen und auch Standorteffekte auftreten können. Durch das Zählen der Baumringe und das Erkennen von Mustern können lange Zeitreihen erstellt werden, wenn auch fossile Bäume (aus Mooren oder Kiesgruben) mit einbezogen werden. Für Mitteleuropa reicht die längste verfügbare Zeitreihe, der Hohenheimer Jahrringkalender, bis fast 13.000 Jahre zurück (Friedrich et al. 2004). Der Hauptvorteil der Methode liegt in der Möglichkeit, (im Prinzip) auf das Jahr genau zu datieren. Wie bei fast allen Klimaarchiven ist die Interpretation der Ergebnisse jedoch nicht ganz eindeutig. So ist nicht immer klar, ob ein geringes Wachstum durch einen kühlen oder einen trockenen Sommer verursacht, oder gar durch Parasitenbefall. Hier hilft das Erstellen eines umfassenden Datensatzes, z.B. durch Vergleich verschiedener Baumarten, um weitergehende Aussagen zu ermöglichen.

Weiter zurück reichen Untersuchungen von Tropfsteinen (Speläotheme), die heute mittels der Uran/Thorium-Methode bis 500.000 Jahre sehr genau datiert werden können. Tropfsteine sind Ausfällungen von Kalk aus Wässern, die durch Gestein migriert sind. Dies setzt ein gewisses Vorhandensein von Wasser in der Umwelt voraus. So wurden z.B. auf der Arabischen Halbinsel Perioden erhöhter Niederschläge anhand des Wachstums von Tropfsteinen identifiziert (Burns et al. 2001). Zusätzlich wird häufig die Isotopie des im Kalk enthaltenen Sauerstoffs gemessen. Dabei ist aber zu beachten, dass die Isotopie aus einem komplexen Zusammenspiel von Prozessen in den Ozeanen, der Atmosphäre und im Gestein resultiert (Lachinet 2009). Dennoch stellen Tropfsteine ein wichtiges Archiv dar, anhand dessen Änderungen in den Umweltbedingungen der Vergangenheit abgeleitet werden.

3. Klimaentwicklung der letzten 2,6 Millionen Jahre

3.1. Genereller Trend

Die globale Klimaentwicklung ist am vollständigsten in Ablagerungen aus der Tiefsee abgebildet (Abb. 10). Hierbei zeigt sich in der ersten Hälfte des Quartärs, zwischen 2,6 und etwa 1,0 Millionen Jahren vor heute, ein genereller Trend hin zu einem höheren Anteil an ^{18}O in den Foraminiferen. Überlagert wird dieser Trend durch eine Oszillation des Signals mit einer Frequenz von etwa 41.000 Jahren. Seit etwa 1,0 Millionen Jahren ist das Isotopensignal durch eine höhere Amplitude bei niedrigerer Frequenz gekennzeichnet, die in der Größenordnung 100.000 Jahre liegt. Diese Beobachtungen implizieren, dass es in der ersten Hälfte des Quartärs zu einer Vergrößerung des Eisvolumens auf der Erde gekommen ist, dass dieser Trend aber durch Wechsel zwischen kühleren und wärmeren Abschnitten gekennzeichnet ist. In der jüngeren geologischen Vergangenheit war der Unterschied zwischen den Warm- und Kaltphasen ausgeprägter.

Die Beobachtungen aus der Tiefsee finden sich in ähnlicher Weise in Lössabfolgen Chinas (Kukla & An 1989), wo eine ähnliche Anzahl an Wechseln zwischen Lössablagerung und Bodenhorizonten beobachtet wurde. Vergleichbare Muster zeigen auch lange Abfolge in Seen wie El'gygytyn (Melles et al. 2012), wo ein erhöhter Anteil an organischen Komponenten die Warmphasen prägt. Im Gegensatz zu den marinen Ablagerungen liefern Löss und Seen einen konkreteren Einblick in regionale Abweichungen von globalen Trends, die für die Rekonstruktion der Dynamik innerhalb des globalen Zirkulationssystems von entscheidender Bedeutung sind. Weiterhin erlauben diese Archive eine genauere Differenzierung der Umweltbedingungen, wodurch die Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf Lebensräume auf den Kontinenten abgeschätzt werden können.

Auch in Eisbohrkernen aus der Antarktis lässt sich die generelle Klimaentwicklung der letzten 800.000 Jahre ableiten (EPICA community members 2004). Hierbei zeigt sich, dass die warmen Abschnitte früher als 400.000 Jahre einen anderen Charakter hatten als die jüngeren Warmzeiten. Erstere scheinen weniger stark ausgeprägt, dafür aber länger zu sein, was ebenso in marinen Archiven angedeutet ist (Abb. 10B). Es zeigt sich eine deutliche Korrelation zwischen der abgeleiteten Temperatur (aus dem Gehalt an Deterium) und der CO_2 -Konzentration im Eis (Lüthi et al. 2008).

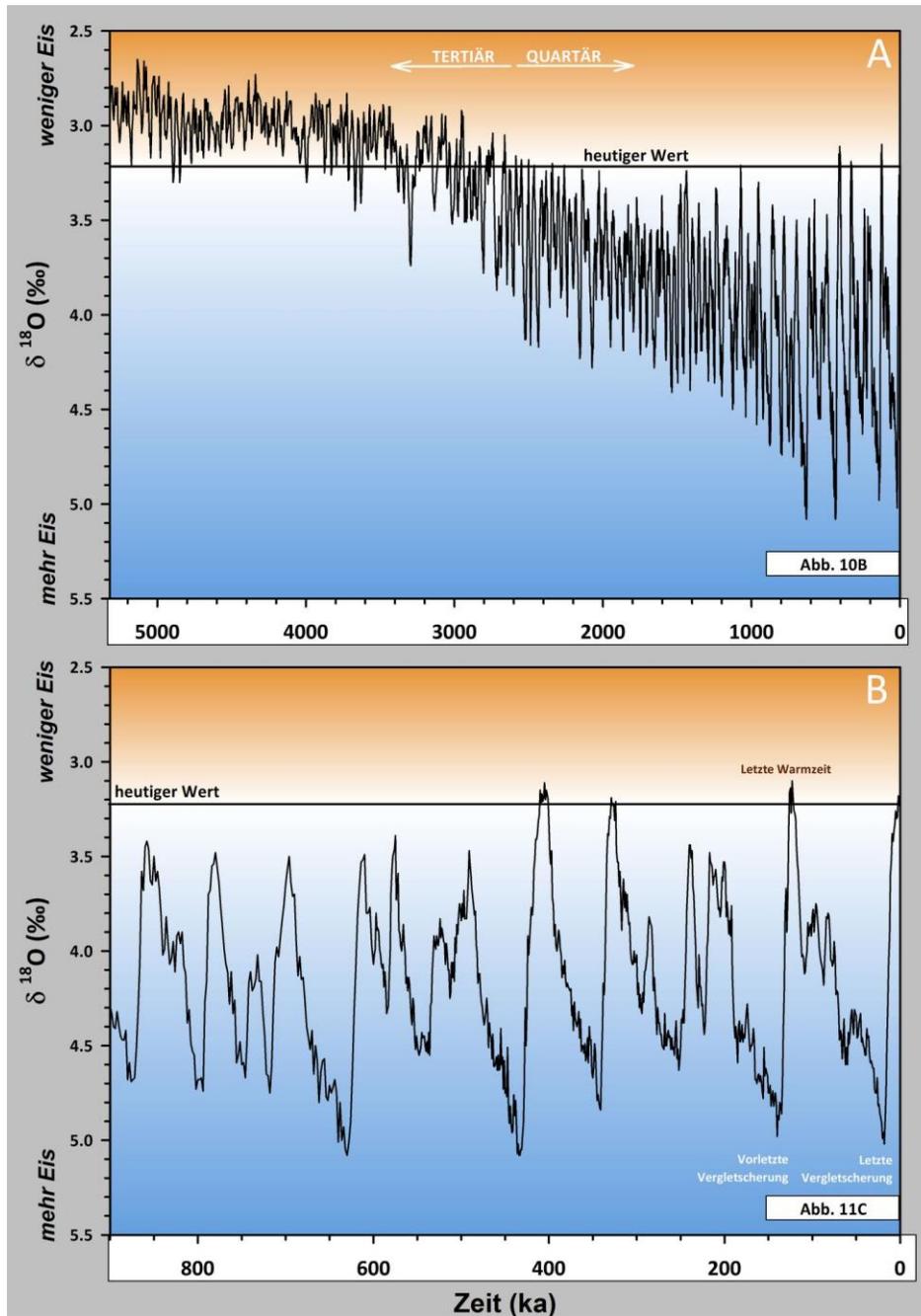


Abb. 10: (A) Gemittelte Änderung der Sauerstoff-Isotopie von Foraminiferen während der letzten 5,3 Millionen Jahre. Das Isotopensignal wird dabei als indirektes Maß des globalen Eisvolumens interpretiert. In der ersten Hälfte des Quartärs zeigt sich ein Trend hin zu einer Eisausdehnung, während in der zweiten Hälfte die Amplitude der Änderungen ansteigt. Das impliziert ausgeprägte Wechsel zwischen kalten und warmen Zeitabschnitten. Die Zeit ist in ka angegeben (1 ka = 1000 Jahre). (B) Der markante Wechsel zwischen Warm- und Kaltphasen, mit denen eine Vergletscherung weiter Teile der Nordhemisphäre einhergeht, ist besonders während der letzten 900.000 Jahre ausgeprägt. (basierend auf Lisiecki & Raymo 2005)

3.2. Anzahl der Vergletscherungen

Eine offene Frage besteht hinsichtlich der Anzahl, der Ausdehnung und dem Alter von weiträumigen Vergletscherungen (Ehlers & Gibbard 2007). Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Antarktis bereits seit 30 Millionen Jahren vergletschert ist, aber auch Grönland, Alaska, Island und Patagonien bereits vor dem Quartär weiträumige Eiskappen aufwiesen. Der Begriff »Eiszeit« wird aber üblicherweise erst mit dem Auftreten von ausgedehnten Vergletscherungen der mittleren Breiten verbunden. Hier sind teilweise nur drei Phasen ausgedehnten Eisaufbaus sicher belegt, die als Weichsel-, Saale- und Elster-Glazial in der skandinavischen Gliederung bezeichnet werden. Aus dem Gebiet der Alpen sind mindestens vier Glaziale durch Eisablagerungen belegt (Günz, Mindel, Riss und Würm). Auch die Schotterablagerungen der Donau- und Biber-Zeit könnten mit einer Vergletscherung des Alpenvorlandes gut erklärt werden, müssen aber nicht zwangsläufig glazialen Ursprungs sein (Doppler et al. 2011). Doch selbst wenn man Preusser et al. (2011) folgt, die Hinweise auf 15 Vergletscherungen der Nordschweiz diskutieren, ist diese Anzahl deutlich geringer als die etwa 50 ausgesprochen kalten Phasen, die in der Tiefsee dokumentiert sind. Hierbei ist zu beachten, dass nur Ablagerungen der jeweils letzten maximalen Vergletscherung weiträumig erhalten bleiben, da es während des Vorstoßes und Abschmelzens des Eises zu einer massiven Ausräumung und Umlagerung von älteren Ablagerungen kommt. Letztere sind nur in günstigen Positionen erhalten oder unter mächtigen Abfolgen des letzten Eisvorstoßes begraben, weshalb sie nur selten zugänglich sind. Im Gegensatz zu Skandinavien sind im Alpenvorland ältere Ablagerungen durch den Aufstieg der Kruste herausgehoben worden und wurden somit vor Abtragung teilweise geschützt. Ein weiteres Problem stellt die zeitliche Zuordnung glazialer Ablagerungen dar, da bisher keine Methode existiert, mit der diese sicher über den gesamten Zeitraum des Quartärs datiert werden könnten. Die Korrelation mit Tiefseeabfolgen ist deshalb meist rein tentativ. Die Weiterentwicklung innovativer Datierungsansätze, insbesondere der Lumineszenzmethode und die Nutzung kosmogener Nuklide, sowie die Erkundung von Ablagerungen in begrabenen Tälern (Preusser et al. 2010) stellen Möglichkeiten dar, die offenen Fragen in diesem Kontext zu beantworten.

3.3. Der letzte Glazialzyklus

Klimaarchive, die lange Zeiträume umfassen, haben den Nachteil, dass sie mittelfristige Entwicklungen meist wenig detailliert widerspiegeln. Eine bessere Auflösung ist in Seeablagerungen erhalten, die durch höheren Eintrag an Sediment geprägt sind, aus diesem Grunde aber nicht weit in die Vergangenheit reichen. Betrachtet man die in diesen Archiven enthaltene Information für das nördliche Vorland der Alpen (Preusser 2004, Ivy-Ochs et al. 2008, Heiri et al. 2014) zeigt sich, dass das Eiszeitalter durch eine komplexe Entwicklung des Klimas geprägt war, und nicht nur durch einen einfachen Wechsel zwischen Kalt- und Warmphasen (Abb. 11).

Die vorletzte Vergletscherung des Alpenvorlandes (Riss) erreichte ihr Maximum wohl vor etwa 140.000 Jahren, wonach das Eis innerhalb weniger tausend Jahre fast vollständig abschmolz. In den Seen, die nach dem Abschmelzen des Eises zurück blieben, ist die Umweltentwicklung anhand von Pollen rekonstruiert worden (Abb. 11A). Es

zeigt sich zunächst ein Ausbreiten von initialer Vegetation mit Gräsern, die sich über boreale Wälder, zunächst dominiert von Kiefern dann von Fichten, hin zu Eichenmischwald entwickelte. Die Durchschnittstemperaturen im Sommer lagen im Maximum dieser Warmzeit leicht höher als heute. Das klimatische Optimum wurde vor etwa 125.000 Jahren erreicht, worauf es zu einer ersten Abkühlung kam, deren Maximum vor 105.000 Jahren lag. Der wärmeliebende Eichenmischwald wurde dabei zunächst durch boreale Wälder, dann durch sehr anspruchslose Vegetation der Tundra ersetzt. Möglicherweise kam es in dieser Zeit bereits zu einem Vorstoß der Gletscher in das Vorland der Alpen.

Bereits vor etwa 95.000 Jahren hatten sich wieder deutlich wärmere Bedingungen eingestellt, die zur Ausbreitung borealer Wälder mit Fichten, etwas Tanne und einigen Laubbäumen führte. Die Sommertemperaturen waren nur wenig niedriger als heute, diese Zeit war aber durch deutlich kältere Winter geprägt. Auch diese Phase währte nur wenige tausend Jahre, bevor es wieder zu einer kälteren Periode kam, während der die Wälder infolge einer Abkühlung durch Steppenvegetation ersetzt wurden (Gräser und etwas Kiefer). Vor etwa 75.000 Jahren kam es zu einer weiteren Warmphase mit borealem Wald, gefolgt von einer sehr ausgeprägten Abkühlung. Es scheint, dass es zu dieser Zeit (vor ca. 65.000 Jahren) zumindest in den Westalpen zu einem Gletschervorstoß ins Vorland gekommen ist. An diese kalte Phase schließt sich zwischen ca. 55.000 und 30.000 Jahren vor heute ein Zeitraum an, der durch gemäßigt kühle Bedingungen im nördlichen Alpenvorland geprägt war, ähnlich denen im heutigen Nordskandinavien. Die durchschnittliche Sommertemperatur wird während dieser durch häufige Klimaschwankungen geprägten Zeit nur in wenigen Abschnitten 11°C erreicht haben. Der darauf folgende Gletschervorstoß erreichte das Vorland vor etwa 28.000 Jahren, seine maximale Ausdehnung vor etwa 24.000 Jahren und das Eis hatte spätestens vor 17.000 Jahren das Vorland wieder verlassen. Während der auf diese Kaltphase folgenden Erwärmung kam es zu mehreren kürzeren Wiedervorstößen der Alpengletscher, bis vor etwa 11.600 Jahren die derzeitige Warmphase begann.

Auf der Arabischen Halbinsel zeigt sich eine zeitlich parallele, jedoch völlig andersartige Entwicklung der Umweltbedingungen (Abb. 11B). Vor etwa 140.000 Jahren herrschten dort ausgeprägt trockene Bedingungen, während derer große Mengen Sand durch Wind umgelagert wurden. Vor etwa 130.000 Jahren verstärkte sich die Zirkulation des Monsuns, wodurch für knapp 10.000 Jahre große Teile Südarabiens deutlich mehr Niederschläge erhielten als dies heute der Fall ist. Zu dieser humiden Zeit entstanden zahlreiche Seen und viele Flüsse, die heute nur bei Starkregen aktiv sind, führten ganzjährig Wasser. Ab ca. 120.000 Jahren vor heute wechselten sich trockene mit recht feuchten Phasen ab, wobei letztere ihre Maxima vor etwa 100.000 Jahren und 80.000 Jahren erreichten (Abb. 11B). Ab ca. 75.000 Jahren vor heute scheinen auf der Arabischen Halbinseln trockene Bedingungen geherrscht zu haben, bevor vor etwa 10.500 Jahren wieder eine feuchte Phase begann, die bis etwa 5500 Jahre vor heute andauerte.

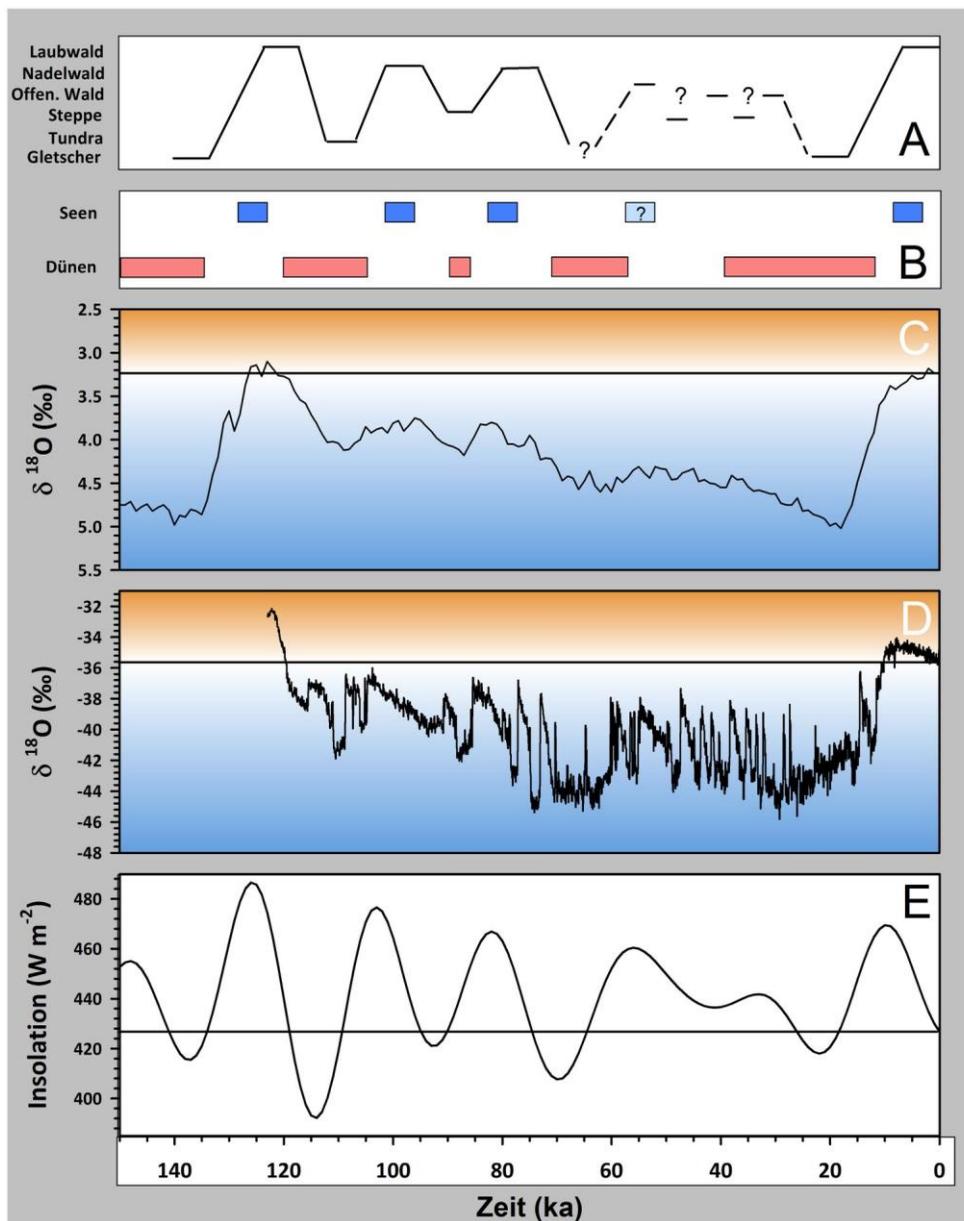


Abb. 11: Umweltentwicklung der letzten 150.000 Jahre dargestellt an ausgewählten Beispielen (1 ka = 1000 Jahre). (A) Vegetationsentwicklung des nördlichen Alpenvorlandes. Der Vegetationstyp wurde hierbei grob einzelnen Klassen zugeordnet, hauptsächlich basierend auf der Analyse von Pollen in Seeablagerungen (basierend auf Preusser 2004, Heiri et al. 2014); (B) Wechsel zwischen trockenen Phasen, geprägt durch Akkumulation von Dünen, und feuchten Perioden mit der Bildung von Seen im Süden der Arabischen Halbinsel (nach Preusser 2009, Parton et al. 2015); (C) Isotopensignal aus Tiefseesedimenten als Maß des globalen Eisvolumens (Lisiecki & Raymo 2005); (D) Das Isotopensignal aus Eisbohrkernen Grönlands reflektiert Änderungen der mittleren Lufttemperatur (NGRIP Members 2004); (E) Strahlungsbilanz für 65° nördlicher Breite, als wahrscheinlich bedeutendster Antreiber des quartären Klimawandels (Berger & Louté 1991).

Aus den Tiefseesedimenten lässt sich aus den Sauerstoffisotopen eine rasche Zunahme des globalen Eisvolumens direkt nach Ende des letzten Interglazials ableiten (Abb. 11C). Das Eisvolumen unterlag bis vor ca. 20.000 Jahren offenbar mittelfristigen Schwankungen, bevor es kurz nach Erreichen der maximalen Ausdehnung zu einem relativ schnellen Abschmelzen des Eises gekommen sein muss. Bereits vor etwa 10.000 Jahren entsprach das globale Eisvolumen etwa dem heutigen Umfang.

In Gegensatz dazu stehen Befunde aus den Eisbohrkernen Grönlands, die eine deutlich höhere Frequenz im Wechsel der Umweltbedingungen anzeigen (Abb. 11D). Hier zeigen sich Änderungen in den Sauerstoffisotopen, die im Bereich weniger Jahrtausende liegen, und nicht kontinuierlich sondern abrupt wechseln. Diese werden als Dansgaard-Oeschger-Ereignisse bezeichnet.

3.4. Die letzten 12.000 Jahre

Auch die derzeitige Warmphase, das Holozän, ist durch ein sich stetig wandelndes Klima geprägt (Wanner 2016). Die frühen Phasen des Holozäns, die als Präboreal (11.600–10.700 Jahre vor heute) und Boreal (10.700–9.300 Jahre vor heute) bezeichnet werden, waren durch einen rasanten Anstieg der Temperatur nach Ende der ausgeprägten Kaltphase gekennzeichnet. Verbunden mit damit war ein Wechsel in der Vegetation, vor allem die Ausbreitung von Wäldern. Zunächst breiteten sich im Präboreal Birken und Kiefern aus, bevor im Boreal die Einwanderung von Eichenmischwäldern in Mitteleuropa erfolgte. Gleichzeitig stieg der globale Meeresspiegel als Resultat der abschmelzenden Eisschilde um mehrere Millimeter pro Jahr und erreichte vor ca. 8000 Jahren fast sein heutiges Niveau. Das darauf folgende Atlantikum (9300–5300 Jahre vor heute) stellt die wärmste Phase des Holozäns dar. Zu dieser Zeit herrschten in Teilen Europas wohl teils höhere Temperaturen als heute und vermutlich war es teilweise auch feuchter (Wanner et al. 2008). Es gibt Hinweise, dass die Gletscher der Alpen zu dieser Zeit deutlich kleiner waren als heute (Jörin et al. 2006). Das sich anschließende Subboreal (5700–2500 Jahre vor heute) war wohl etwas kühler und möglicherweise auch trockener als das Atlantikum. Auch im sich daran anschließenden Subatlantikum (seit 2500 Jahren vor heute) setzte sich die Abkühlungstendenz fort, das Klima in Mitteleuropa tendiert in Richtung nasskalt.

Für die letzten 2000 Jahre wurde eine hohe Variabilität des Klimas beobachtet (Moberg et al. 2005). So begann das Subatlantikum mit einer eher warmen Phase, die als Optimum der Römerzeit bezeichnet wird und bis ins 4. Jahrhundert unserer Zeitrechnung andauerte. Das entspricht etwa der klassischen Antike. Darauf folgte eine kühlere Phase zur Zeit der Völkerwanderung, die bis zur Mitte des 8. Jahrhunderts andauerte. In diese Zeit fällt die Wetteranomalie der Jahre AD 535/536, für die historische Quellen niedrigen Temperaturen mit Schnee im Sommer angeben, sowie von Missernten berichten. Wie auch für andere extreme Kälteanomalien wird hier der Effekt eines großen Vulkanausbruches als Ursache vermutet (Sigl et al. 2015). Bis ins späte 13. Jahrhundert herrschten ähnlich wie in der Antike wieder wärmere Klimabedingungen in Mitteleuropa; diese Phase wird als Mittelalterliche Warmzeit bezeichnet. Während dieser Zeit kam es u.a. zur Besiedlung Grönlands durch die Wikinger. Für

das 14. Jahrhundert sind zahlreiche Hungersnöte belegt, die wohl zumindest teilweise klimatische Ursachen hatten. Diese wurden begleitet von großen Pestepidemien, durch welche die Bevölkerung Mitteleuropas gravierend dezimiert wurde und als Folge zahlreiche Siedlungen aufgegeben wurden. Der generelle Abkühlungstrend setzte sich bis ins 19. Jahrhundert fort, verbunden mit einer Ausdehnung der Gletscher, z.B. in den Alpen, weshalb diese Periode auch als »Kleine Eiszeit« bezeichnet wird. Seitdem wird ein genereller Anstieg der Temperaturen beobachtet.

4. Ursachen des natürlichen Klimawandels

Bei der Erklärung der langfristigen Klimaentwicklung sind zunächst die geologischen Rahmenbedingungen zu beachten. Vergletscherungen entstehen in Hochgebirgen oder auf Landmassen in den mittleren bis hohen Breiten. Eine Grundvoraussetzung für das Auftreten großer Vergletscherungen war daher, dass die Oberfläche der Erde entsprechend geformt wurde. Diese Konstellation wurde im Laufe der Erdneuzeit (Känozoikum, beginnend vor 66 Mio. Jahren) erreicht, währenddessen die Kontinente in ihre derzeitige Position drifteten und es durch Kollision von Platten zu einer verbreiteten Bildung von Gebirgen kam, zu denen auch die Alpen gehören. Im Rahmen dieser Umgestaltung der Erdoberfläche schloss sich zu Beginn des Quartärs auch die Landbrücke zwischen Nord- und Südamerika (Isthmus von Panama), was weitreichende Folgen für den globalen Wärmeaustausch hatte. Das am Äquator westlich von Afrika durch hohe Sonneneinstrahlung erwärmte Wasser wird seitdem durch die Landmassen nach Norden abgelenkt und fließt nicht mehr nach Westen in Richtung Pazifik ab. Es entstand eine Meeresströmung (»Golfstrom«), welche große Mengen warmen Wassers aus den Tropen in höhere Breiten transportiert und rund um den Nordatlantik für gemäßigte Winter verantwortlich ist. Falls dieses Zirkulationssystem geschwächt werden oder gar zusammenbrechen sollte, würden in Mitteleuropa die Wintertemperaturen drastisch abfallen.

Diese obigen Faktoren erklären jedoch nicht die zyklischen Schwankungen des Klimas während des Eizetalters, wie sie am eindrucklichsten in der Isotopie des Sauerstoffs in Tiefseeablagerungen dokumentiert sind. Die Frequenz dieser Änderungen wird seit Hays et al. (1976) als Resultat von Änderungen im Strahlungshaushalt der Erde interpretiert. Basierend auf Croll (1864) propagierten zunächst Köppen & Wegener (1924) diese Theorie basierend auf erst später publizierten Überlegungen von Milanković (1941). Die Theorie besagt, dass Variationen der orbitalen Parameter, d.h. der Präzession der Rotationsachse, der Neigung der Erdachse (Schiefe der Ekliptik) und der Exzentrizität der Erdbahn (Abweichung von der Kreisbahn), zu Unterschieden in der Bilanz der Sonneneinstrahlung auf verschiedenen Breitengrade führen. Es handelt sich dabei um eine Verschiebung der Maxima zwischen den Hemisphären und um Änderungen in der Verteilung zwischen den Jahreszeiten. Die Variationen der orbitalen Parameter sind bedingt durch die Interaktion der Erde mit verschiedenen Himmelskörpern, deren Konstellation sich auf unterschiedlichen Zeitskalen wiederholt. Die Zyklen liegen bei 26.000 Jahren (Präzession), 41.000 Jahren (Schiefe der Ekliptik) und 100.000 Jahren (Exzentrizität) und überlagern einander, was zu komplexen Strahlungsbilanzen für einzelne Breitengrade führt (Abb. 11E). Dabei ist zu beachten, dass

sich die globale Bilanz der Sonneneinstrahlung im Jahresmittel nicht ändert, durch die ungleiche Verteilung der Landmassen auf der Erde aber sekundäre Effekte auftreten. So reflektiert Land die Sonnenstrahlung stärker als Wasser, wodurch die Südhemisphäre, die weit mehr von Wasser bedeckt ist, eine höhere Aufnahmebilanz aufweist. Es ist aber zu beachten, dass die Schwankungen in der Strahlungsbilanz wenige Prozent nicht überschreiten und derart geringe Änderungen innerhalb der Hemisphären kaum hinreichend erscheinen, um die massiven Klimaänderungen des Eiszeitalters zu erklären. Während die auffällige Ähnlichkeit in der Periodizität einen kausalen Zusammenhang nahelegt, müssen offenbar andere Faktoren als Verstärker wirken.

Während Phasen geringer Sonneneinstrahlung auf der Nordhemisphäre vergrößerte sich dort die mit Gletschern und Meereis bedeckte Fläche. Dieses führe zu einer Verstärkung der Oberflächenreflexion von Sonnenlicht (Albedo), die bei hellen Körpern deutlich höher ist als bei dunklen. Dieser Verstärkungseffekt beschleunigte sicher Abkühlung, es ist aber fraglich, ob Albedo alleine die Dynamik des Eiszeitalters erklären kann. Mit der globalen Abkühlung sollte es zu einer Reduktion der Biomasse gekommen sein, was nach Zersetzung in Form von Treibhausgasen (Methan, Kohlendioxid) dem Abkühlungstrend hätten entgegen wirken müssen. Allerdings muss die Ausbreitung von großen Eisflächen auch Effekte auf die Zirkulation sowohl in der Atmosphäre als auch in den Ozeanen gehabt haben. Die komplexen Zusammenhänge sind bis heute jedoch nicht hinreichend entschlüsselt.

Auch die raschen Temperaturänderungen in Grönland konnten bisher noch nicht eindeutig erklärt werden. Nach statistischen Analysen scheinen die Dansgaard-Oeschger-Ereignisse einen Zyklus von 1470 Jahre aufzuweisen. Legt man diese Periodizität zu Grunde, könnte es sich um eine Überlagerung zweier bekannter Aktivitätszyklen der Sonne handeln, da nach 1470 Jahren der 210 Jahre-Zyklus siebenmal und der 86,5 Jahre-Zyklus siebzehnmals abgelaufen sind (Braun et al. 2005). Ähnliche Ursachen werden auch für die beobachtete Klimavariabilität im Holozän diskutiert, vermutlich liegen die Ursachen aber in einer Kombination orbitaler, vulkanischer und solarer Steuerungsmechanismen (Wanner et al. 2008). In Zukunft wird die natürliche Klimavariabilität sehr wahrscheinlich durch die massive Emission von Treibhausgasen durch den Menschen und weitere anthropogene Effekte modifiziert. Festzuhalten bleibt, dass die Rekonstruktion der Umweltgeschichte zeigt, dass das Klimasystem der Erde äußerst fragil ist und schon geringe Änderungen massive Auswirkungen auf die Umweltbedingungen haben können.

Literatur

- Agazzi L. 1840. *Études sur les glaciers*. Neuchâtel: Jent et Gassmann, 652 S.
- Benn D. I. & Evan, D. J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. London: Hodder Education, 802 S.
- Bleischmidt I., Matter A., Preusser F. & Rieke-Zapp D. 2009. Monsoon triggered formation of Quaternary alluvial megafans in the interior of Oman. *Geomorphology* 110: 128-137.

- Braun H., Christl M., Rahmstorf S., Ganopolski A., Mangini A., Kubatzki C., Roth K. & Kromer B. 2005. Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature* 438: 208-211.
- Burns S.J., Fleitmann D., Matter A., Neff U., & Mangini A. 2001. Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods. *Geology* 29: 623-626.
- Charpentier J. de 1841. *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique di Bassin du Rhône*. Lausanne: M. Ducloux, 412 S.
- Chohen, A.S. 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford: University Press, 528 S.
- Croll J. 1864. On the physical cause of the change of climate during geological epochs. *Philosophical Magazine* 28: 121-37.
- Doppler G., Kroemer E., Rögner K., Wallner J., Jerz H. & Grotenthaler W. 2011. Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. *E&G Quaternary Science Journal* 60: 329-365.
- Ehlers J. & Gibbard P.L. 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International* 164/165: 6-20.
- Ellwanger D., Wielandt-Schuster U., Franz M., & Simon T. 2011. The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). *E&G Quaternary Science Journal* 60: 306-328.
- Emiliani C. 1957. Temperature and age analysis of deepsea cores. *Science* 125: 383-385.
- EPICA community members 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429: 623-628.
- Erkens G., Dambeck R., Volleberg K.P., Bouman M.T.I.J., Bos J.A.A., Cohen K.M., Wallinga J. & Hoek W.Z. 2009. Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. *Geomorphology* 103: 476-495.
- Florineth D. & Schlüchter C. 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 54: 295-308.
- Friedrich A., Remmele S., Kromer B., Hofmann J., Spurrk M., Kaiser K.F., Orsel C. & Küppers M. 2004. The 12,460-year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe – A unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstructions. *Radiocarbon* 46: 1111-1122.
- Gibbard P. L., Head M.J., Walker M.J.C. & Subcommission on Quaternary Stratigraphy 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science* 25: 96-102.
- Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Altermann M. & Jäger, K.-D. 2007. Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews* 26: 1301-1312.
- Hays J.D., Imbrie J. & Shackleton N.J. 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194: 1121-1132.
- Heiri O., Koinig K.A., Spötl C., Barrett S., Brauer A., Drescher-Schneider R., Gaar D., Ivy-Ochs S., Kerschner H., Luetscher M., Moran A., Nicolussi K., Preusser F., Schmidt R., Schoeneich P., Schwörer C., Sprafke T., Terhorst B. & Tinner W. 2014.

- Palaeoclimate records 60-8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. *Quaternary Science Reviews* 106: 186-205.
- Hemmerle H., May J.-H. & Preusser F. 2016. Übersicht über die pleistozänen Vergletscherungen des Schwarzwaldes. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau* 106: 31-67.
- Jörin U., Stocker T.F. & Schlüchter C. 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16: 697-704.
- Kaltenbrunn A. & Preusser F. 2015. Überblick über die quartären Vergletscherungen der Vogesen. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau* 105: 9-35.
- Kasse C. 1997. Cold-climate aeolian sand-sheet formation in north-western Europe (c. 14–12.4 ka): a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 295-311.
- Kock S., Huggenberger P., Preusser F., Rentzel P. & Wetzel A. 2009. Formation and evolution of the Lower Terrace of the Rhine River in the area of Basel. *Swiss Journal of Geosciences* 102: 307-321.
- Köppen, W. & Wegener A. 1924. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 255 S.
- Koster E.A. 1988. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: A review. *Journal of Quaternary Science* 3: 69-83.
- Kuhlemann J., Rohling E.J., Krumrei I., Kubik P., Ivy-Ochs S. & Kucera M. 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science* 321: 1338-1340.
- Kukla G. & An Y. 1989. Loess stratigraphy in Central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 203-225.
- Lachinet M.S. 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen isotope values. *Quaternary Science Reviews* 28: 412-432.
- Lisiecki L.E. & Raymo M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20: PA1003.
- Lowe J. & Walker M. 2015. *Reconstructing Quaternary environments*. London/New York: Routledge, 538 S.
- Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K. & Stocker T.F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453: 379-382.
- Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.M., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosen P., Tarasov P., Vogel H. & Wagner B. 2012. 2.8 million years of arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science* 337: 315-320.
- Miall A.D. 2014. *Fluvial depositional systems*. Heidelberg: Springer, 316 S.
- Milanković M. 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrad: Königlich serbische Akademie, 633 S.
- Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M. & Karlén W. 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433: 613-617.

- NGRIP (North Greenland Ice Core Project) members 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431: 147-151.
- Parton A., White T.S., Parker A.G., Breeze P.S., Jennings R., Groucutt H.S., Petraglia M.D. 2015. Orbital-scale climate variability in Arabia as a potential motor for human dispersals. *Quaternary International* 382: 82-97.
- Penck A. 1882. *Die Vereisung der deutschen Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung*. Leipzig: Barth, 483 S.
- Penck A. & Brückner E. 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig: Tauchnitz, 3 Bände.
- Preusser F. 2004. Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas* 33: 195-210.
- Preusser F. 2009. Chronology of the impact of Quaternary climate change on continental environments in the Arabian Peninsula. *Comptes Rendus Geoscience* 341: 621-632.
- Preusser F., Reitner J. & Schlüchter C. 2010. Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. *Swiss Journal of Geosciences* 103: 407-426.
- Preusser F., Graf H.R., Keller O., Krayss E. & Schlüchter C. 2011. Quaternary glaciation history of Northern Switzerland. *E&G Quaternary Science Journal* 60: 282-305.
- Pye K. 1987. *Aeolian dust and dust deposits*. London: Academic Press, 344 S.
- Rosenberg T.M., Preusser F., Risberg J., Pliik A., Kadi K.A., Matter A. & Fleitmann D. 2013. Middle and Late Pleistocene humid periods recorded in palaeolake deposits of the Nafud desert, Saudi Arabia. *Quaternary Science Reviews* 70: 109-123.
- Scholz H. & Scholz U. 1981. *Das Werden der Allgäuer Landschaft*. Kempten: Verlag für Heimatpflege.
- Sigl M., Winstrup M., McConnell J. R., Welten K. C., Plunkett G., Ludlow F., Büntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Masselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schüpbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M. & Woodruff T.E. 2015. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature* 523: 543-549.
- Thomas, D.S.G. (Hrsg.) 2011. *Arid zone geomorphology: Process, form and change in drylands, 3rd edition*. Hoboken, Wiley-Blackwell, 648 S.
- Venez I. 1833. Mémoire sur les Variations de la température dans les Alpes de la Suisse. *Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die Gesamte Natur* 1, 1-38.
- von Leonhard, K.C. 1823. *Geologie: oder Naturgeschichte der Erde*. Band 3.
- Wanner H. 2016. *Klima und Mensch – eine 12'000-jährige Geschichte*. Bern: Haupt, 276. S.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.C., Cubasch U., Flückinger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice C., Solomina O. Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M. & Widmann M. 2008. *Quaternary Science Reviews* 27: 1791-1828.