Zeitschrift: Jahrbuch der Schweizerischen Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte = Annuaire de la Société Suisse de Préhistoire et d'Archéologie = Annuario della Società Svizzera di Preistoria e d'Archeologia

Herausgeber: Schweizerische Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte

Band: 81 (1998)

Artikel: Archäoklimatologie : vom Einfluss nacheiszeitlicher Klimavariabilität in der Ur- und Frühgeschichte

Autor: Maise, Christian

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-117553

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 10.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Jahrbuch der Schweizerischen Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte 81, 1998, 197–235.

Christian Maise

Archäoklimatologie – Vom Einfluss nacheiszeitlicher Klimavariabilität in der Ur- und Frühgeschichte

In memoriam Wilhelm Schüle (1928–1997)

Zusammenfassung

Getreide bildet die Ernährungsbasis traditioneller europäischer Agrargesellschaften. Da die Getreideerträge sehr stark vom Klima abhängen, ist dessen Variabilität einer der Faktoren, die über die Lebensverhältnisse in diesen Gesellschaften entscheiden.

Seit wenigen Jahren liegen empirische Indikatoren kurzfristiger klimatischer Veränderungen für die Nacheiszeit vor. Damit ist es möglich, die Bedeutung des Faktors Klima in der Ur- und Frühgeschichte neu zu beurteilen.

Das Schwergewicht des Artikels liegt daher auf der Vermittlung von Möglichkeiten der Klimarekonstruktion und Darstellung des klimatischen Einflusses auf traditionelle Agrargesellschaften des temperierten Europa.

In der Urgeschichte lassen sich in zwei Bereichen Einflüsse des Klimas erkennen: Erstens in der Wirtschaftsarchäologie (Schibler et al. 1997) und zweitens in der Siedlungsgeschichte, wozu hier einige Beispiele aus dem 1. Jt. v. Chr. diskutiert werden. Eine entscheidende Rolle spielt das Klima zudem als Quellenfilter.

Wenn auch archäologisch definierte Kulturveränderungen häufig mit Klimakrisen zusammenfallen und das Klima bei Besiedlungs- und Wirtschaftsgeschichte eine bedeutende Rolle spielt, so ist klimatischer Determinismus entschieden abzulehnen. Es muss in jedem Einzelfall geprüft werden, welchen Einfluss Klimaschwankungen auf bestimmte Entwicklungen hatten. Wird diese Vorgehensweise berücksichtigt, so ist die Klimageschichte aber in der Tat geeignet, das auslösende Moment zahlreicher Veränderungen in der Ur- und Frühgeschichte zu erklären.

Besonderer Dank gilt der Schweizerischen Akademie der Geistes- und Sozialwissenschaften, die die Drucklegung des Artikels mit einem Sonderkredit finanzierte.

Résumé

Les céréales sont à la base de l'alimentation des sociétés agraires en Europe. Les revenus céréaliers étant largement dépendant des variations du climat, les variations climatiques sont un des facteurs déterminants des conditions de vie de ces sociétés.

Nous disposons depuis quelques années d'indicateurs empiriques des variations climatiques pour les périodes postglaciaires. Ceci permet de reconsidérer l'importance du climat durant les périodes pré- et protohistoriques.

Cet article porte donc en particulier d'une part sur les instruments utilisables dans la reconstitution des variations climatiques et d'autre part sur les conséquences de celles-ci sur les sociétés agraires traditionnelles en Europe tempérée.

En Préhistoire l'influence du climat est perceptible dans deux domaines: Premièrement l'économie (cf. Schibler et al. 1997) et deuxièmement l'implantation des sites. L'influence du climat sur cette dernière est illustrée à partir d'exemples du premier millénaire av. J.-C. En outre le climat joue un rôle décisif au niveau de la préservation des sites archéologiques.

Même s'il est incontestable que les mutations culturelles correspondent fréquemment à des périodes de crise climatique et que le climat joue un rôle important au niveau de l'économie et de l'implantation des sites, nous réfutons tout déterminisme climatique. Il est ainsi nécessaire d'examiner au cas par cas les effets des variations climatiques sur l'évolution économique et l'implantation des sites. C'est uniquement dans le cadre d'une telle approche que l'histoire du climat permet d'expliquer certains changements au cours de la pré- et protohistoire.

Nous tenons à remercier l'Académie Suisse des Sciences Humaines et Sociales qui a permis la publication de cet article grâce à un crédit spécial.

1. Einleitung

«Und doch wird wohl zugegeben werden müssen, dass selbst die subtilsten typologischen und stilgeschichtlichen Untersuchungen – auch wenn sie durch Verbreitungskarten unterbaut sind – im luftleeren Raum schweben, wenn die einzelnen Fundstücke und Fundzusammenhänge ohne die Auseinandersetzung ihrer Träger mit den wechselnden Umweltbedingungen gedacht werden. Es ändert wenig, wenn ein Autor beiläufig kundgibt, daß er von diesen Umweltänderungen weiss, wenn er sie in sein Vorstellungsbild nicht mit einbezieht.» (Smolla 1954, 173).

Klimaveränderungen sind ein aktuelles und hochpolitisches Thema, seit ins Bewusstsein der Öffentlichkeit gedrungen ist, dass die Eingriffe des Menschen in die Atmosphärenchemie unabsehbare klimatische Folgen haben können.

Der Einfluss von Klimaveränderungen auf mittelalterliche und neuzeitliche Gesellschaften wird seit den 70er Jahren verstärkt erforscht. Dabei arbeiten historische Forschung und Klimatologie Hand in Hand. Zu nennen sind vor allem die Arbeiten von H.H. Lamb (z.B. 1970; 1977; 1980; 1982) und Ch. Pfister (z.B. 1988a.b; 1994a.b). Historisch überlieferte Erntedaten, Daten von Seevereisungen und Informationen aus Wettertagebüchern erlauben als sogenannte «Proxy-Daten», d.h. Näherungswerte, den Klimaverlauf zu rekonstruieren.

Die Arbeiten Ch. Pfisters und anderer beschäftigen sich ausführlich mit den Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die vorindustrielle Landwirtschaft in Mitteleuropa. Die Beziehungen zwischen Klima und landwirtschaftlichem Ertrag sind damit für das europäische Mittelalter bzw. die Neuzeit bekannt. Für die Nahrungsversorgung spielten demnach die absoluten Temperaturveränderungen nicht die entscheidende Rolle. Vorrangig waren die Beständigkeit des Klimas sowie Zeitpunkt, Geschwindigkeit und relative Stärke seiner Veränderungen.

Anders als in der Geschichtswissenschaft fand in der Ur- und Frühgeschichts-Forschung der Einfluss von Klimaveränderungen auf die bäuerlichen Gesellschaften der letzten Jahrtausende bisher nur wenig Beachtung. Ein Hauptgrund dafür war der Mangel an Daten sowohl von seiten der Geschichtsschreibung bzw. der Archäologie als auch von seiten der Naturwissenschaften. Die geringe zeitliche Auflösung der prähistorischen wie der klimatischen Entwicklung erlaubte allenfalls eine sehr schematische Parallelisierung.

Es schien aussichtslos, Klimaschwankungen auf der Jahrzehnt- oder gar der Jahres-Ebene in vorgeschichtlichen Zeiten zu fassen, und selbst wenn dies gelungen wäre: Eine Verknüpfung mit der kulturellen Entwicklung hätte an der fehlenden Datierungsgenauigkeit auf archäologischer Seite scheitern müssen. So war es nur möglich, einschneidende Veränderungen in der Vegetationsentwicklung wie z.B. den Übergang Subboreal-Subatlantikum mit dem Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit in Mitteleuropa zeitlich zu verknüpfen. Regelhafte Beziehungen zwischen Klima- und Besiedlungs- oder Kulturentwicklung konnten aber nicht belegt werden.

Seit den 80er Jahren erlaubt nun die Dendrochronologie, wenn auch nur in zeitlich und räumlich eng begrenzten Bereichen, die Besiedlungs- und Kulturentwicklung auf Jahre bis Jahrzehnte genau zu datieren. Gleichzeitig wurden in den letzten Jahrzehnten grundlegend neue Erkenntnisse über die Zusammenhänge von Sonnenaktivität und Vulkanausbrüchen auf der einen und der Entwicklung der Temperatur und des Klimas der Erde auf der anderen Seite gewonnen. Da zudem inzwischen empirische Indikatoren für die Entwicklung der Sonnenaktivität und für die Daten klimawirksamer Vulkanausbrüche der letzten Jahrtausende vorliegen, scheint es nun möglich, ausgehend von diesen beiden wichtigen «Klimamachern» der Nacheiszeit, auf die Klimaentwicklung des Holozäns rückzuschliessen.

Anbaumethoden und -früchte waren zwar im Mittelalter weiter entwickelt und differenzierter als im Endneolithikum, die Grundlagen aber waren die gleichen: Pflugbau und der Anbau von Getreide. Daher ist davon auszugehen, dass sich Klimaveränderungen in den früheren Zeiten in die gleiche Richtung ausgewirkt haben dürften wie im Mittelalter. Allenfalls ist mit einer grösseren Klimaanfälligkeit der vorgeschichtlichen Agrargesellschaften zu rechnen, die aber teilweise durch die noch reichhaltiger verfügbaren wild wachsenden Pflanzen und Wildtiere kompensiert werden konnte.

Die Kenntnis der klimatischen Variabilität der jüngeren ur- und frühgeschichtlichen Zeiten würde es erlauben, auf günstige und ungünstige Jahre und Jahrzehnte zu schliessen. Diese, aus der Verknüpfung der Kenntnisse über holozäne Klimavariabilität und über die Beziehungen zwischen Klima und landwirtschaftlichem Ertrag erschlossenen Gunst- und Ungunstphasen müssen dann, um bestätigt oder widerlegt zu werden, mit siedlungs- und wirtschaftsarchäologischen Ergebnissen verglichen werden. Sollten sich hier regelhafte Übereinstimmungen finden, böte die Klimageschichte ein neues Erklärungsmodell für prähistorische Entwicklungen. Aus diesen Forderungen ergibt sich folgende Vorgehensweise:

- Als erstes werden Möglichkeiten holozäner Klimarekonstruktion diskutiert (Kap. 2–3). Da nur Jahre bis Jahrzehnte dauernde Schwankungen des Klimas auf dem Umweg über die Agrarproduktion von den jeweils lebenden Menschen wahrgenommen wurden, gilt es die Frage zu beantworten, wie sich so kurzfristige Klimaveränderungen für prähistorische Zeiten nachweisen lassen.

- Zweitens werden Mechanismen der Klima-Mensch-Beziehung in traditionellen Agrargesellschaften dargestellt (Kap. 4.5). Hier bieten die vorindustriellen Verhältnisse in Europa die beste verfügbare Vergleichsbasis für die Ur- und Frühgeschichte.
- Abschliessend werden mögliche Beziehungen zwischen Klima- und Besiedlungsgeschichte in der Ur- und Frühgeschichte aufgezeigt (Kap. 6–8).

Die aus den angeführten Beispielen abgeleiteten Ergebnisse haben aber nur vorläufigen Charakter, da sowohl von seiten der Archäologie wie auch auf dem Gebiet der Klimarekonstruktion weitere Forschungen unerlässlich sind.

Gleichläufigkeiten zwischen klimatischer und wirtschaftlicher Entwicklung werden hier nicht diskutiert, da erst jüngst (Schibler et al. 1997) detaillierte Untersuchungen zu diesem Thema vorgelegt wurden. Auch die Rolle des Klimas als Quellenfilter für die archäologische Forschung kann nur angedeutet werden und soll an anderer Stelle ausführlicher diskutiert werden.

Bei der nachfolgenden Arbeit kann es sich also keinesfalls um eine endgültige Festschreibung der vorgeschichtlichen Klima-Mensch-Beziehung handeln. Ziel ist es vielmehr, auf die komplexen Beziehungen zwischen Klima und Mensch aufmerksam zu machen und Zusammenhänge aufzuzeigen, um so eine Basis für weitere Diskussionen zu liefern und weitere Forschungen anzuregen.

Es sei zudem betont, dass es nicht das Ziel der Untersuchung ist, kulturelle Veränderungen generell auf klimatische Ursachen zurückzuführen. Klimatischer oder ganz allgemein ökologischer Determinismus ist nicht geeignet, die Vielfalt der kulturellen Veränderungen zu erklären. Es ist aber sicherlich genauso falsch anzunehmen, dass markante klimatische Einschnitte nicht zu sozialen Veränderungen geführt haben könnten, die sich ihrerseits als Wandel in der archäologischen Kultur niederschlagen können[1].

2. Traditionelle Ansätze holozäner Klimarekonstruktion

2.1. Vegetationsentwicklung

Pollenanalyse

Die holozäne Vegetationsentwicklung, wie sie sich an Pollenprofilen ablesen lässt, war lange Zeit der beste verfügbare Indikator für die Klimaentwicklung. Dennoch bleibt dieses Verfahren drei wesentlichen Einschränkungen unterworfen:

1. Nicht nur das Klima, auch Tier und Mensch können die Zusammensetzung der Vegetation verändern. Eine Differenzierung der verschiedenen Einflüsse ist nur schwer möglich.
2. Verschiedene Pollen werden in sehr unterschiedlich grossen Mengen produziert und über unterschiedlich grosse Entfernungen transportiert, so dass selbst nahe beieinander liegende Moore unterschiedliche Ergebnisse liefern können.
3. Pollenprofile werden mit der C14-Methode datiert. Das Alter einzelner Schichten kann damit selten genauer als auf 100 Jahre genau bestimmt werden. Im Rahmen der folgenden Untersuchung sind aber Indikatoren für Klimaveränderungen im Jahr- bis Jahrzehntbereich erforderlich.

Torfwachstum

Das Torfwachstum von Hochmooren hängt von der Niederschlagsmenge ab. So können Veränderungen in der Wachstumsgeschwindigkeit indirekte Hinweise auf die Klimaentwicklung liefern. In den Profilen datieren Stellen, wo ein starkes Torfwachstum einsetzt, den Beginn von nässeren Phasen. Barber (1982, 110) benennt für das mittlere und späte Holozän drei Phasen deutlicher Klimaverschlechterungen: Eine erste Klimaverschlechterung spielte sich um 3950–3850 BP (ca. 2450/2300 v. Chr.) ab, eine noch deutlichere um 3450/3350 BP (ca. 1750/1500 v. Chr.), und als geradezu katastrophal bezeichnet Barber die Verschlechterung zwischen 2850 und 2550 BP (ca. 1000–750 v. Chr.). Die letztgenannte Verschlechterung kann inzwischen präzise auf 2650 BP (ca. 800 v. Chr.) datiert werden (Van Geel et al. 1996).

Waldgrenzschwankungen

Die Bestimmung der alpinen Waldgrenze kann nur bedingt durch Pollenanalyse erfolgen, da vom Wind in höhere Lagen transportierte Pollen die Ergebnisse grundsätzlich verfälschen können. Besser geeignet, aber leider sehr viel seltener, sind Grossrestanalysen, z. B. Koniferennadeln in Mooren oder Baumstämme in Mooren und Moränen. Die Untersuchungen erfassen nicht überall in den Alpen alle Höhenstufen. Ausgerechnet aus dem Bereich knapp über der heutigen potentiellen Waldgrenze, zwischen 2200 und 2400 m, liegen kaum Daten vor (Lang 1993). Auch die Datierung der Waldgrenzschwankungen bietet demnach nicht die für eine Erforschung der Klima-Mensch-Beziehung erforderliche zeitliche Auflösung.

Dendroklimatologie

Die Wachstumsphase von Bäumen an der alpinen oder polaren Waldgrenze ist sehr kurz. Sie dauert nur 6 bis 8 Wochen im Frühsommer. Da 80% der Jahrringbreite Frühholz sind, kann sie als Indikator für die Witterungsverhältnisse des Frühsommers betrachtet werden (Abb. 1). Die Spätholzdichte dieser Bäume hängt dagegen von der Temperatur im Hochsommer ab (Renner 1982, 141).

Bisher reichen jahrgenau datierte Kurven hochalpiner Bäume allerdings weniger als 1500 Jahre zurück (Holzhauser 1995). Die präzise Datierung der zahlreichen «schwimmenden» Kurven der letzten 10000 Jahre (z.B. Renner 1982) ist leider noch nicht gelungen.

2.2. Gletscher- und Seespiegelschwankungen

Gletscherschwankungen

Kleine Alpengletscher reagieren spätestens nach fünf Jahren, grössere nach 5–15 Jahren auf Klimaänderungen (Gamper/Suter 1978, 183), der grösste Gletscher in den Alpen, der Grosse Aletschgletscher, sogar erst nach rund 40 Jahren (Holzhauser 1995).

Entscheidend ist die Temperatur während der Ablations-(Abschmelz-)Periode zwischen Mai und September. Je kühler und/oder feuchter es während dieser Zeit ist, desto länger liegt frischer Schnee, der das Sonnenlicht zurückstrahlt und ein Abschmelzen des Gletschers verhindert. Dabei scheinen die Verhältnisse im Mai und vor allem im September eine entscheidende Rolle zu spielen.

Die Geschwindigkeit der Zungenlängenänderung des unteren Grindelwaldgletschers betrug in den letzten Jahrhunderten sowohl bei Vorstössen wie bei Rückzügen rund 50 m pro Jahrzehnt (Abb. 2). Dazwischen lagen jahre- bis jahrzehntelange Phasen ohne nennenswerte Veränderungen (Pfister 1988a, 145). Jeder neue Vorstoss bildete eine neue Moräne. Im Fall des unteren Grindelwaldgletschers geschah dies alle 30 bis 40 Jahre (Messerli et al. 1978).

Die Klimarekonstruktion auf der Basis von Gletscherbewegungen ist drei Einschränkungen unterworfen:

1. Gletscherbewegungen werden in der Regel mittels der C14-Methode datiert. Daraus ergibt sich, wie bei der Pollenanalyse, ein Datierungsspielraum von meist über 100 Jahren.
2. Datiert werden Holz, Torf und Humus aus Moränen. Sie liefern Hinweise auf Warmphasen, in denen sich die Vegetation auf zuvor und danach wieder von Gletschern überdeckten Bereichen ausbreitete. Dieses Material gibt aber nur das frühestmögliche Datum für einen Vorstoss bzw. das spätestmögliche für einen Rückzug an.
3. Jeder neue Gletschervorstoss zerstört mindestens teilweise die Relikte älterer Vorstösse. Die aussergewöhnlichen Hochstände während der «Kleinen Eiszeit» im 16./17. und im 19. Jh. n.Chr. haben mit Sicherheit einen grossen Teil der älteren Moränen zerstört. Was an Gletscherständen zu fassen ist, sind also häufig Relikte aus Zeiten, die klimatisch den aussergewöhnlich starken Kaltphasen des 2. Jt. n.Chr. entsprachen oder diese sogar übertrafen.

Verschiedentlich wurden jahrhundertealte Bäume von Gletschern überfahren und stecken nun in den Moränen. Die Baumalter erlauben es, die Mindest-Zeitabstände zwischen zwei Vorstössen zu bestimmen (Holzhauser 1995).

Wigley und Kelly (1990) berechneten, dass eine mehrjährige globale Abkühlung um 0,4–0,6°C ausreicht, um alle holozänen Gletschervorstösse zu erklären. Diese Werte liegen im Bereich dessen, was aufgrund verschiedener anderer Indikatoren tatsächlich für das Holozän zu erschliessen ist.

Bereits 1973 beschrieben Denton und Karlén (1973, 199) den Zusammenhang zwischen C14-Gehalt der Luft und holozänen Gletscherständen. Sie beobachteten hohe Gletscherstände vorwiegend in Phasen mit hohem C14-Gehalt. Wie noch zu zeigen sein wird (Kap. 3.2.), sind hohe C14-Werte tatsächlich ein empirischer Indikator für niedrige Jahresmitteltemperaturen.

Für das Holozän ist eine globale Gleichläufigkeit der Gletschervorstösse und -rückzüge belegt (Grove 1988, 349; Röthlisberger 1986; Abb. 3). Einzige mögliche Ursache global synchroner Gletscherschwankungen sind globale Klimaschwankungen.

Seespiegelschwankungen

Der Wasserspiegel eines Sees hängt ganz überwiegend von der Wasserführung seiner Zuflüsse ab. Eine Abkühlung führt in Mitteleuropa zu einer Zunahme der Wasserführung der Flüsse und damit zu einem Anstieg der Seespiegel. Verringerte Verdunstung und häufig gleichzeitig zunehmende Niederschläge verändern die Niederschlagsbilanz zum Positiven. Die zurückgehende Verdunstungsrate scheint dabei die grösste Rolle zu spielen. Der umgekehrte Mechanismus sorgt in trockeneren Phasen für eine Seespiegelabsenkung.

Der Wasserspiegelanstieg eines einzelnen Sees sagt aber nicht zwingend etwas über klimatische Veränderungen aus. Dagegen ist von klimatischen Ursachen auszugehen, wenn der Wasserstand mehrerer Seen mit verschiedenen Einzugsgebieten zur gleichen Zeit steigt oder sinkt.

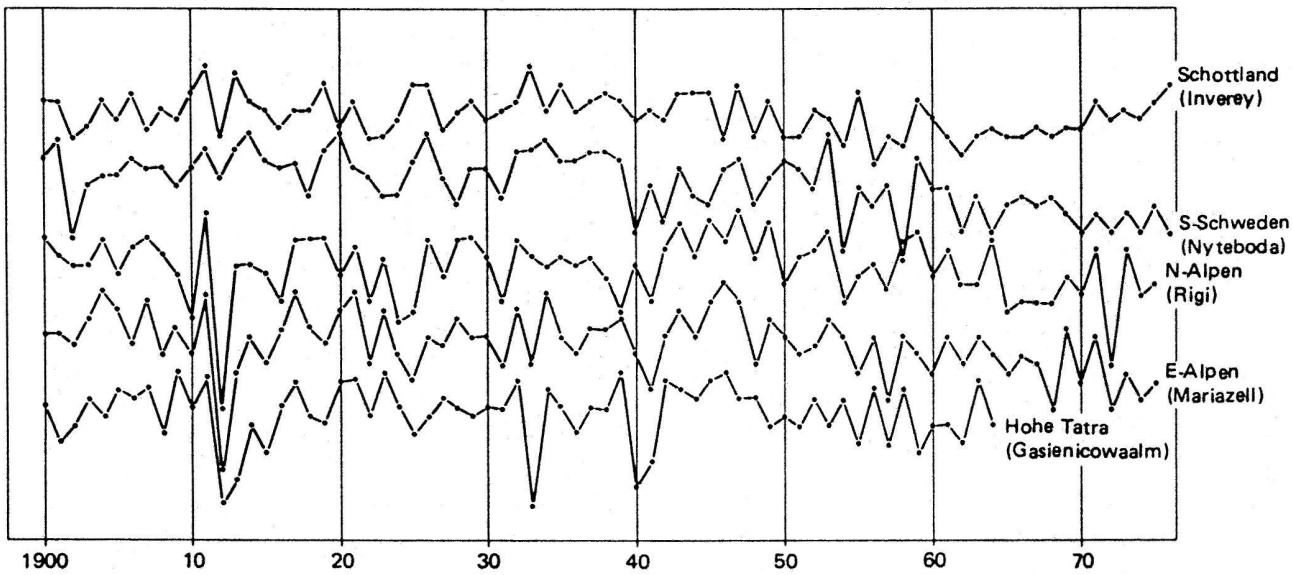


Abb. 1. Jahrringkurven von alpinen und polaren Koniferen aus verschiedenen Regionen Europas. Der Wachstumseinbruch 1912 ist eine Folge des Katmai-Ausbruchs in Alaska. Nach Schweingruber 1980.

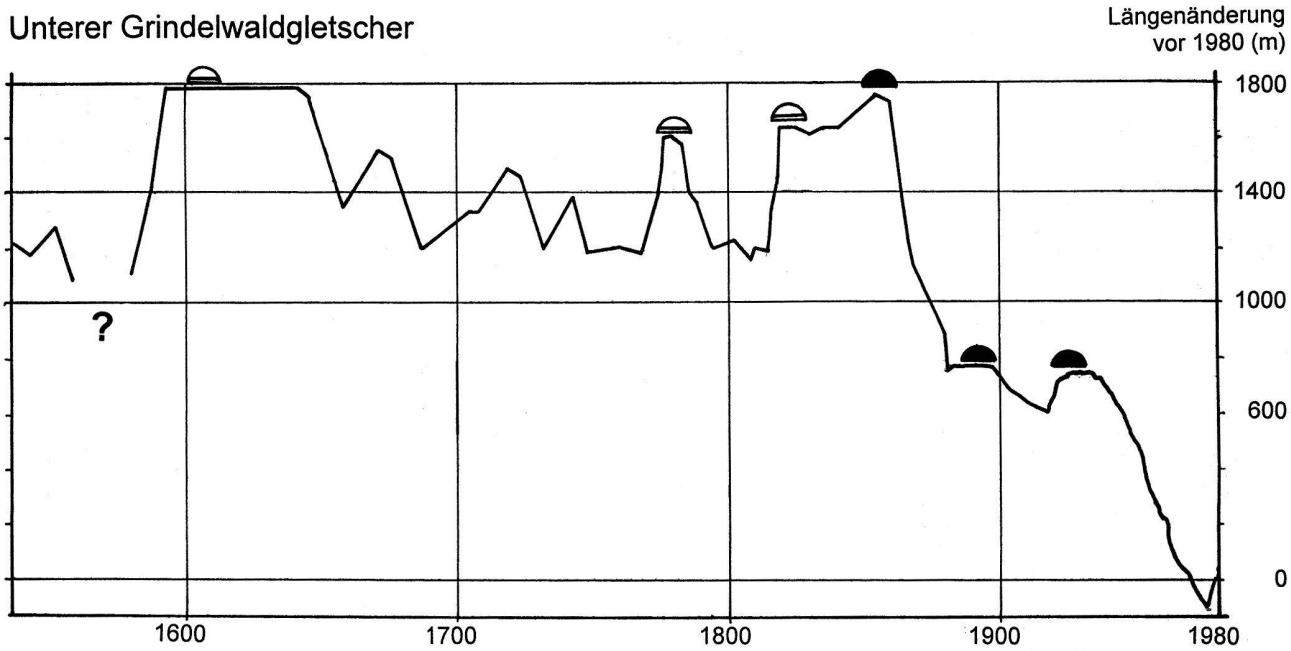


Abb. 2. Zungenlängenänderungen des unteren Grindelwaldgletschers zwischen 1535 und 1980. Offene Signatur: Moräne, z.T. abgetragen; ausgefüllte Signatur: Moräne, vollständig erhalten. Nach Pfister 1988a, verändert.

Die besten Datierungsmöglichkeiten für Seespiegelschwankungen ergeben sich im Bereich prähistorischer Seeufersiedlungen (Gross-Klee/Maise 1997; Krier et al. 1997). Dendrochronologische Untersuchungen erlauben hier eine auf wenige Jahre genaue Datierung von Transgressions- und Regressionsschichten.

Traditionelle Rekonstruktionsansätze: Fazit

Die für eine Abschätzung der Klima-Mensch-Beziehung geforderte Datierungsgenauigkeit auf Jahre, allenfalls Jahrzehnte, wird von keiner der aufgezählten Methoden erreicht. Teilweise davon ausgenommen sind die Seespiegelschwankungen. Sie können im Bereich prähistorischer Seeufersiedlungen zeitlich besser einge-

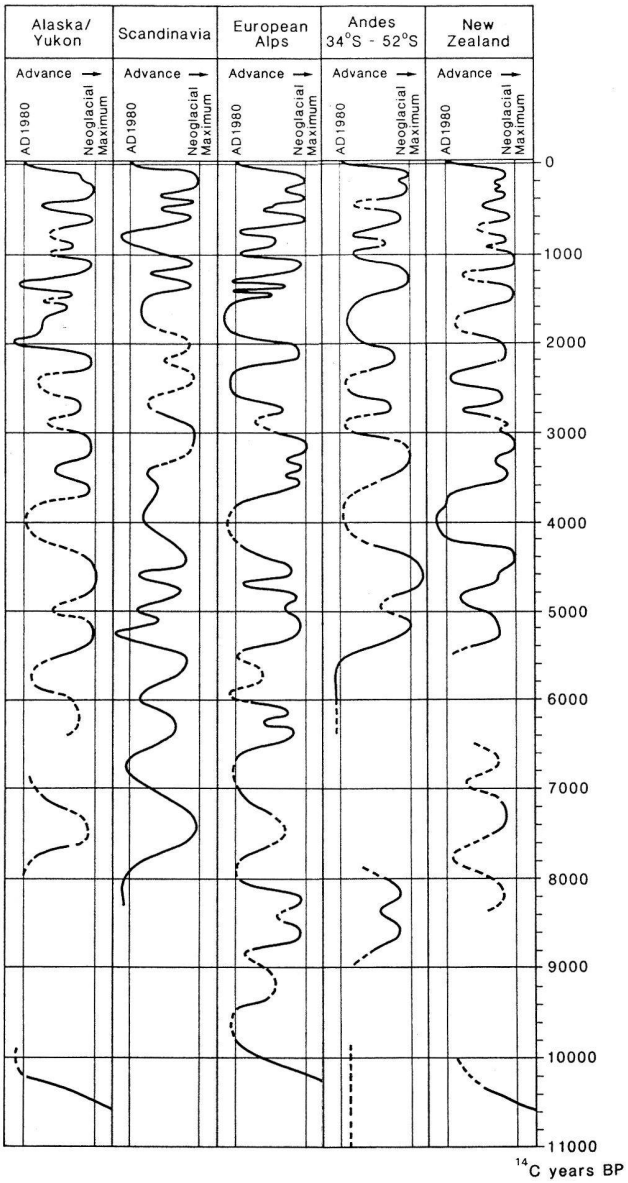


Abb. 3. Globaler Vergleich der Gletscherbewegungen seit 11000 BP. Unkalibrierte C14-Daten. Nach Röthlisberger 1986, verändert.

grenzt werden. Der einzige jahrgenaue Klimaindikator, die hochalpinen Jahrringkurven, konnte bisher noch nicht absolutchronologisch fixiert werden. Die Beantwortung der Frage nach der Bedeutung nacheiszeitlicher Klimaschwankungen für die Vor- und Frühgeschichte setzt aber die Kenntnis der kurzfristigen Klimaveränderungen voraus. Daher muss nach anderen Indikatoren gesucht werden.

3. Neuere Ansätze der Klimarekonstruktion

Eine Ursache von Klimaveränderungen sind Veränderungen im Energiehaushalt der Erde. Vier Faktoren bestimmen im wesentlichen die Energiebilanz der Erde: Treibhausgase, Albedo (Rückstrahlung von der Erdoberfläche), Veränderungen der Sonneneinstrahlung und Aerosole (Staub und chemische Verbindungen in der Atmosphäre; Sofia/Fox 1994). Da bei der Klima-Mensch-Beziehung kurzfristige Schwankungen die grösste Rolle spielen, ist zu fragen, welche dieser Faktoren Klimaveränderungen auslösen können, die innerhalb von Jahren bis Jahrzehnten ablaufen.

Der Gehalt an Treibhausgasen, insbesondere an Kohlendioxid, hat sich zwischen dem Ende der Eiszeit und dem Beginn der Industrialisierung nicht nennenswert geändert. Nach dem Abschmelzen der grossen Eisschilde hat sich auch die Albedo nicht rapide verändert. Damit scheiden zwei der vier Faktoren aus.

Über Menge und Verteilung der Sonneneinstrahlung entscheiden Solarkonstante und Erdbahnelemente. Veränderungen der Erdbahnelemente wirken sich innerhalb von Jahrtausenden aus, Veränderungen der Solarkonstanten dagegen teilweise innerhalb von Jahren und Jahrzehnten. Als Solarkonstante wird die in einer Sekunde senkrecht auf einen Quadratmeter des äussersten Randes der Atmosphäre einfallende Strahlungsenergie bezeichnet (Lanius 1995, 160). Dieser Wert ist – anders als sein Name vermuten liesse – nicht konstant.

Der Aerosolgehalt der Atmosphäre entscheidet wesentlich darüber, wieviel von der Sonnenenergie, die den äusseren Rand der Atmosphäre erreicht, bis auf die Erdoberfläche gelangt. Die für das Klima bedeutendsten kurzfristigen Schwankungen des Aerosolgehalts werden durch Vulkanausbrüche verursacht. Im folgenden wird daher beschrieben, wie sich Schwankungen der Solarkonstanten und vulkanische Aerosole auf das Klima auswirken können. Daneben wird kurz auf die Rolle der Erdbahnveränderungen eingegangen, da die Erdbahn mit über die jahreszeitliche Verteilung der Sonneneinstrahlung entscheidet. Besonderes Augenmerk soll bei allen drei Faktoren auf Dauer, Geschwindigkeit und Stärke der durch sie ausgelösten Klimaschwankungen und die Möglichkeiten ihrer Rekonstruktion gelegt werden.

3.1. Erdbahnelemente

Veränderungen der Erdbahn lösten innerhalb des Holozäns keine kurzfristigen Klimaänderungen aus, gaben aber einen Rahmen für sie vor. Die Umlaufbahn der Erde um die Sonne ist drei Veränderungen unterworfen (Abb. 4.5):

1. Der Grad der Exzentrität der Erdumlaufbahn schwankt. Die allmähliche Veränderung von einer annähernd kreisförmigen zu einer elliptischen Bahn um die Sonne und wieder zurück dauert etwa 100000 Jahre.
2. Die Neigung der Erdachse, der Grad der Ekliptik, schwankt zwischen 21,8 und 24,4 Grad zur Senkrechten. Je grösser der Neigungswinkel der Erdachse ist, desto grösser sind die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten, und desto höher ist die durchschnittliche jährliche Sonneneinstrahlung in den polnahen Regionen. Der Neigungswinkel hat in den letzten 10000 Jahren beständig abgenommen. Daher sind die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten und die Einstrahlung in den hohen Breiten ständig zurückgegangen.
3. Die Pole beschreiben eine Kreisbahn, die etwa alle 22000 Jahre vollendet wird. Dieser Effekt wird als Präzession der Tag- und Nachtgleichen bezeichnet. Die Daten von Perihel (sonnennächster Punkt der Umlaufbahn) und Aphel (sonnenfernster Punkt) verändern sich kontinuierlich. Wird der sonnenfernste Punkt im Winter und der sonnennächste im Sommer erreicht, sind die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten deutlich ausgeprägter als im umgekehrten Fall. Heute wird der sonnennächste Punkt im Nordwinter erreicht. Am Ende der letzten Eiszeit wurde der sonnennächste Punkt im Nordsommer erreicht.

Aus der Kombination der Erdbahnelemente können Menge und jahreszeitliche Verteilung der direkten Sonneneinstrahlung für jeden beliebigen Ort und Zeitpunkt in Vergangenheit und Zukunft berechnet werden. Die Veränderungen, die sich aus Änderungen der Ekliptik und der Präzession ergeben, spielen im Verlauf des Holozäns eine nicht zu unterschätzende Rolle. Vor rund 10000 Jahren war die winterliche Sonneneinstrahlung auf der Nordhalbkugel durchschnittlich 8% geringer als heute, die sommerliche dagegen 8% höher (Graedel/Crutzen 1995, 218).

Die hohen sommerlichen Einstrahlungswerte sind mit dafür verantwortlich, dass die Juli-Temperatur in manchen Regionen Mitteleuropas kurz nach der Eiszeit nach Aussage der Pollenfunde um 3°C über der heutigen lag (Vivian 1991). Es wäre aber verfehlt, daraus auf eine entsprechend stark erhöhte Jahresmitteltemperatur zu schliessen. Die Frühsommer waren zwar wärmer, Spätherbst und Winter dagegen erheblich kälter als heute. Veränderungen der Erdumlaufbahn geben also während des Holozäns einen sich kontinuierlich ändernden Rahmen vor, innerhalb dessen sich kurzfristigere Klimaschwankungen abspielen (Abb. 6).

Entscheidend für Veränderungen der Jahres- und Jahrzehntmittel der Energiebilanz der bodennahen Luftschichten sind einerseits Schwankungen der Energieabstrahlung der Sonne und andererseits der Anteil dieser

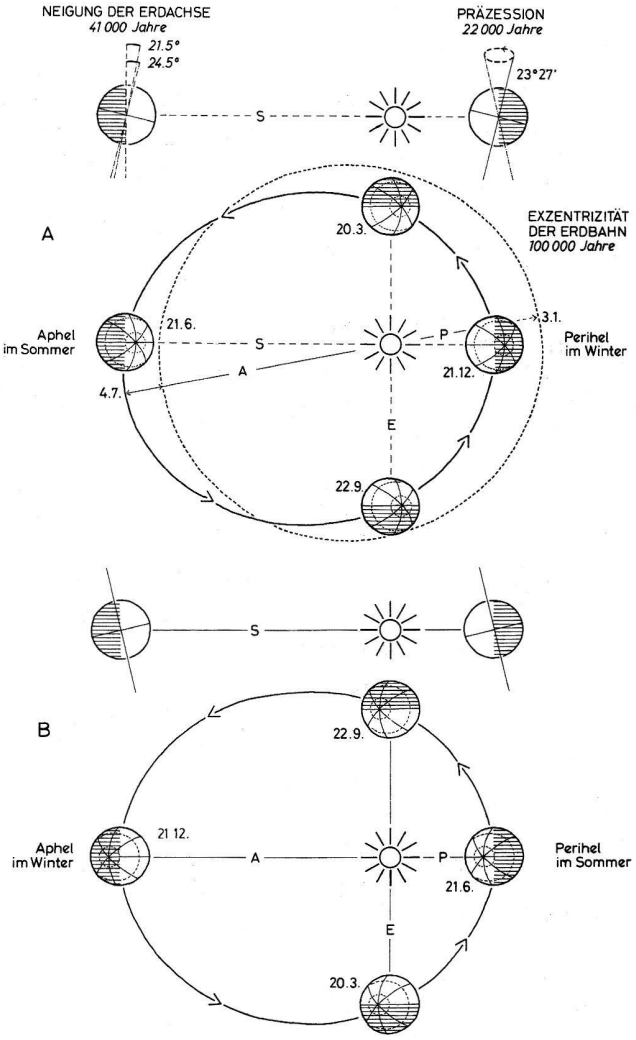


Abb. 4. Erdbahnelemente. Nach Lang 1994.

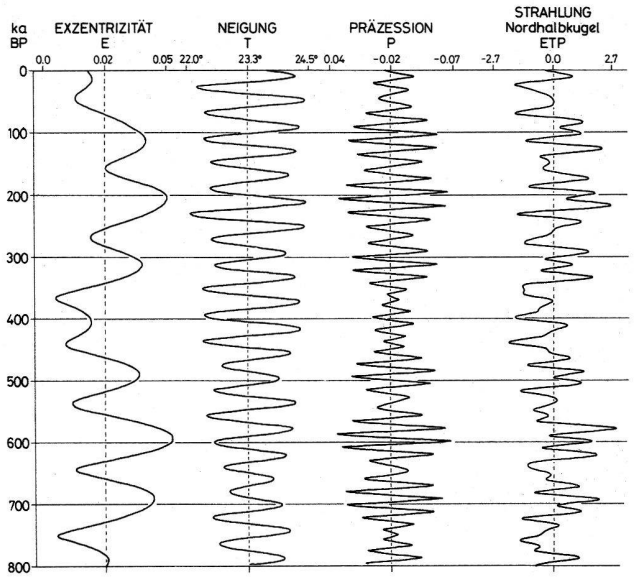


Abb. 5. Kurven von Exzentrität (E), Neigung der Erdachse (T) und Präzession (P). Die Kurve rechts (ETP) setzt sich aus den ersten drei Kurven zusammen und gibt die Einstrahlung auf der Nordhalbkugel an. Nach Lang 1994.

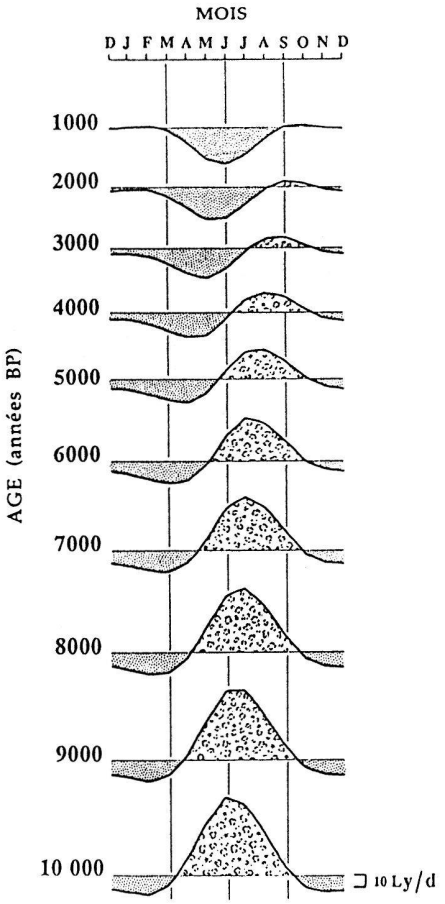


Abb. 6. Monatsmittel der potentiellen Sonneneinstrahlung bei 60 Grad Nord im Verlauf der letzten 10 000 Jahre. Abweichungen vom 500000-jährigen Mittel. Nach Magny 1993.

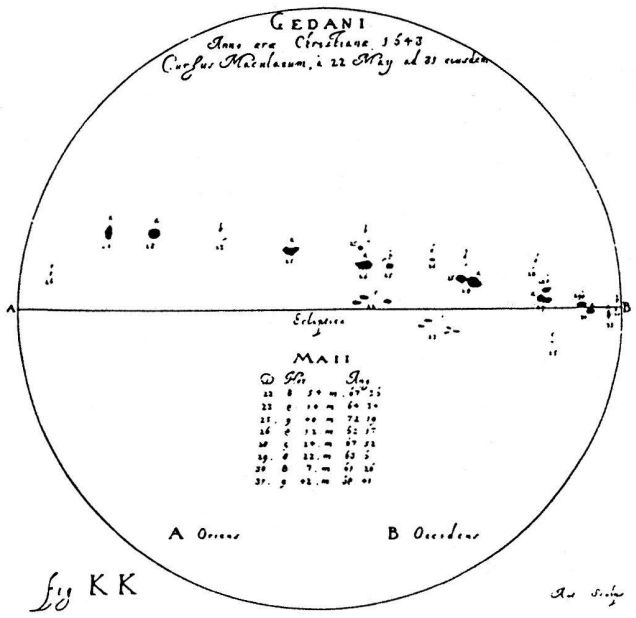


Abb. 7. Sonnenflecken im Mai 1643. Nach Foukal 1990.

Strahlung, der die Atmosphäre durchdringt und die Erdoberfläche erreicht. Beide Variablen – die Solarkonstante und die Energiedurchlässigkeit der Atmosphäre – schwanken in Zeiträumen, die sich nach Jahren oder Jahrzehnten bemessen.

3.2. Sonnenaktivität

Die Solarkonstante

Die Solarkonstante, diejenige Energiemenge, die den äusseren Rand der Erdatmosphäre erreicht, kann nur ausserhalb der Erdatmosphäre und nur mit hochempfindlichen Geräten gemessen werden. Daher liegen bisher nur Daten aus den achtziger und neunziger Jahren vor. Sie zeigen den erwarteten Zusammenhang zwischen der Solarkonstanten und der Fleckenaktivität der Sonne (Lanius 1995, 160). Die Richtung der Korrelation, so Willson und Hudson (1988, 810) stimmt mit derjenigen überein, die von Eddy (1976) aufgrund der Verbindung zwischen dem Sonnenflecken-Minimum im späten 17. Jh. und der gleichzeitigen Kaltphase vermutet worden war.

Sonnenflecken (Abb. 7.8) liefern den derzeit besten verfügbaren Indikator für die Sonnenaktivität vergangener Jahrhunderte (Goodess et al. 1992, 62). Sie sind als dunkle Flecken auf der Sonnenoberfläche zu sehen und entstehen an Stellen, wo starke Magnetfelder die Sonnenoberfläche durchbrechen bzw. wieder in diese hineintauchen. Sie sind ein Indikator für die solarmagnetische Aktivität.

Die ältesten Beobachtungen von Sonnenflecken sind aus dem Jahr 649 v. Chr. überliefert. Seit 1610 werden sie zu einem grossen Teil, seit 1750 vollständig erfasst (Mörner 1994, 2). Deutlich ist zu erkennen, dass sich die Zahl der Sonnenflecken ungefähr in einem 11-Jahres-Rhythmus auf und ab bewegt. Sowohl die Länge der Zyklen wie auch die Höhe der Gipfel schwanken dabei. Während bestimmter Phasen können Sonnenflecken jahrzehntelang fast vollständig ausbleiben. Seit dem späten Mittelalter wurden zwei Minima beobachtet. Das «Spörer»-Minimum dauerte nach Eddy (1976) von 1450 bis 1534, das «Maunder»-Minimum von 1645 bis 1715.

J. Eddy (1976) stellte als erster eine Beziehung zwischen der veränderlichen Sonnenfleckenzahl und dem «Little Ice Age»-Konzept von Lamb her. Er sah in den Sonnenfleckenminima die Ursache der «Kleinen Eiszeit», einer dreigipfligen Kälteperiode zwischen etwa 1300 und 1900 n. Chr.

Friis-Christensen und Lassen (1991, 699) wiesen einen Zusammenhang zwischen Sonnenfleckenzahl und

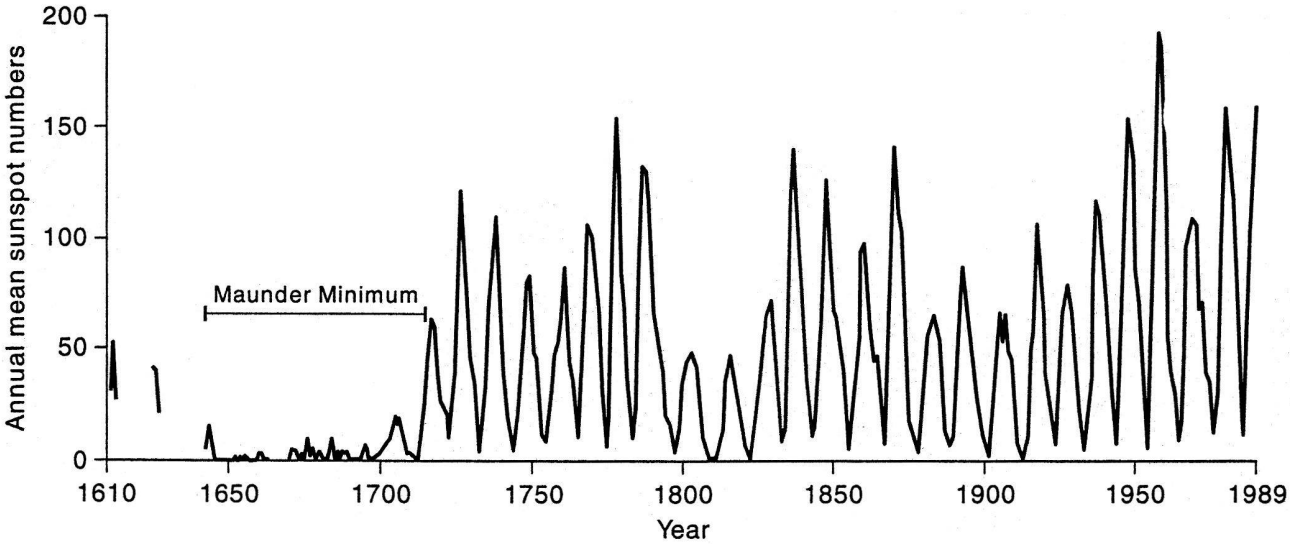


Abb. 8. Zahl der Sonnenflecken pro Jahr 1610–1989. Nach Hoyt/Schatten 1997.

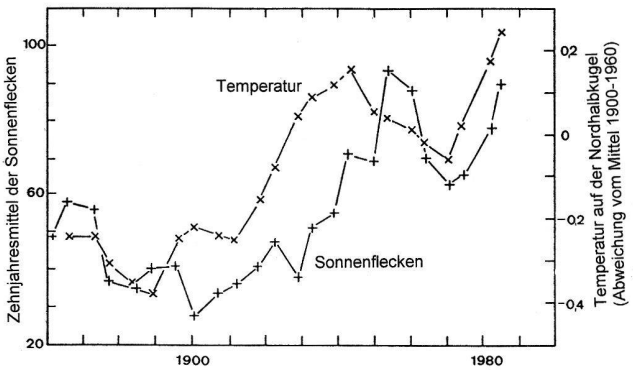


Abb. 9. 10jährige Mittel der Sonnenfleckenzahl und der Temperatur auf der Nordhalbkugel im Vergleich. Nach Friis-Christensen/Lassen 1991, verändert.

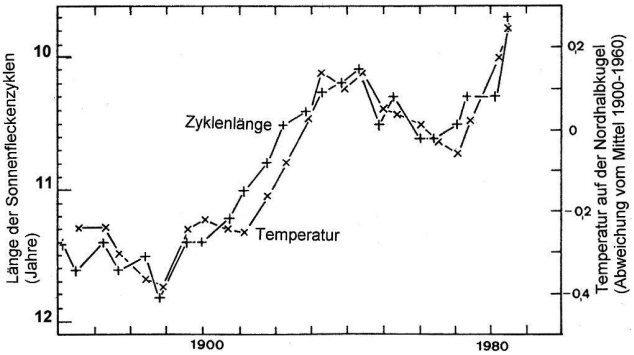


Abb. 10. Dauer der einzelnen Sonnenfleckenzyklen seit 1860 und die Mitteltemperatur der betreffenden Zeitspannen im Vergleich. Nach Friis-Christensen und Lassen 1991, verändert.

Temperaturentwicklung auf der Nordhalbkugel für die Zeit seit 1860 nach (Abb. 9). Klarer als die Sonnenfleckenzahl ist die Länge der Sonnenfleckenzyklen mit der Mitteltemperatur auf der Nordhalbkugel korreliert (Abb. 10). Je weiter die einzelnen Gipfel der Kurve der Sonnenfleckenzahlen auseinander liegen, um so niedriger sind die Temperaturmittel.

Nach Mörner (1994, 6) deutet sich ein linearer Zusammenhang zwischen Zykluslänge und Temperatur an (Abb. 11). So lag die Durchschnittstemperatur auf der Nordhalbkugel während eines nur 9¾ Jahre dauernden Zyklus 0,65°C über der eines 11¾ Jahre dauernden. Mörner hält es für wahrscheinlich, dass der Sonnenflecken-Zyklus Ende des 17. Jh. 12½ Jahre dauerte. Einen linearen Zusammenhang zwischen Zyklenlänge

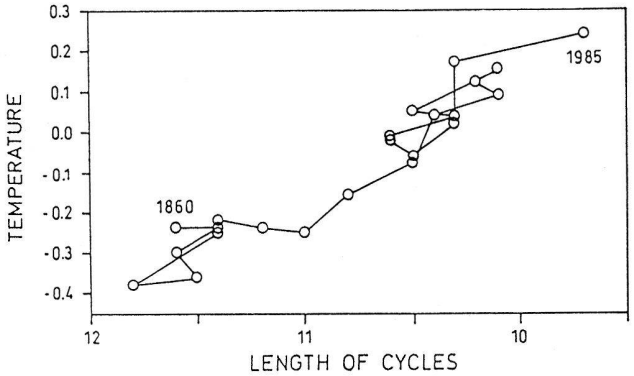


Abb. 11. Verhältnis der Sonnenfleckenzyklenlänge zur globalen Durchschnittstemperatur. Nach Mörner 1994.

und Mitteltemperatur vorausgesetzt, lässt dies darauf schliessen, dass es allein im Verlauf der letzten 400 Jahre durch Veränderungen der Sonnenaktivität zu Schwankungen der durchschnittlichen Oberflächentemperatur von 0,8 bis 0,9 °C kam. Da die Schwankungen der Sonnenaktivität im Verlauf des Holozäns teilweise stärker waren als während der letzten 400 Jahre, ist anzunehmen, dass die Mitteltemperatur auf der Nordhalbkugel aufgrund von Veränderungen der Sonnenaktivität innerhalb einer Spanne von etwa 1 °C schwankte. Diese Angabe sagt nichts über den absoluten Temperaturverlauf während des Holozäns aus, sondern gibt lediglich die mögliche Bandbreite der Veränderungen im Verlauf mehrerer Jahrzehnte an.

Die in den folgenden Kapiteln verwendete Abschätzung der Grössenordnung der durch die Sonnenaktivität bedingten kurzfristigen Temperaturveränderungen beruht auf diesen Zusammenhängen.

C14 als empirischer Indikator für Temperaturveränderungen

Für die Zeiten, aus denen keine Berichte über die Zahl der Sonnenflecken vorliegen, muss die Sonnenaktivität indirekt ermittelt werden. Die solarmagnetische Aktivität kann anhand von Isotopenverhältnissen rekonstruiert werden, da die Bildung bestimmter Isotope von der Sonnenaktivität abhängt. So entsteht C14 aus Stickstoff (N14), der durch die kosmische Strahlung in radioaktiven Kohlenstoff (C14) umgewandelt wird (Abb. 12).

Das solare Magnetfeld sorgt dafür, dass ein Teil der kosmischen Strahlung abgelenkt wird. Seine Stärke schwankt mit der allgemeinen Aktivität der Sonne. Ist die Sonne schwach aktiv, wird die kosmische Strahlung weniger stark vom Sonnensystem abgelenkt. Dann erreicht mehr kosmische Strahlung die oberen Schichten der Erdatmosphäre, und es entsteht besonders viel C14.

Vermutungen über eine ungleiche Verteilung der C14-Atome durch Wind und Meeresströmungen haben sich nicht bestätigt. Von jeder genau datierten C14-Messung kann daher auf den weltweiten C14-Gehalt der Luft im betreffenden Jahr geschlossen werden (Stuiver/Quay 1980; Stuiver et al. 1991). Für die letzten 11400 Jahre liegen Messungen des C14-Gehaltes in 20-Jahres-, für die Zeit bis 6000 v. Chr. in 10-Jahres-Schritten vor (Becker 1993; Stuiver/Becker 1993).

Bei der C14-Kurve handelt es sich aber nicht um eine Sonnenaktivitätskurve, sondern lediglich um den besten verfügbaren empirischen Indikator für Schwankungen im Jahrzehnt- bis Jahrhundertbereich, da der C14-Gehalt der Atmosphäre nicht nur von der Sonnenaktivität abhängt.

Minze Stuiver, unbestrittene Autorität der C14-Forschung, fasst (1995, 54) die Ursachen für den schwankenden C14-Gehalt wie folgt zusammen:

«The atmospheric $\Delta^{14}C$-record contains components attribuable to (1) solar modulation of the cosmic ray flux (2) convection currents in the interior of the earth that influence the geomagnetic dipole moment, and (3) variability in thermohaline ocean circulation and atmosphere-ocean CO_2 gas exchange rate. ... Long term (millennia or more) $\Delta^{14}C$ change usually is attribuated to forcing factor (2) and (3). ... Removal of the long-term-trends (e.g. by removing a 2000-year moving average) leads to residual $\Delta^{14}C$ profiles. ... Solar modulation manifests itself here in the decade to several centuries time domain. ... Although the possibility of an incremental ocean contribution cannot be dismissed out of hand, solar modulation of the cosmic ray flux must play a crucial role in the $\Delta^{14}C$ variance associated with the 206, 148 and 87-year-periodicities.»

Es muss also zwischen der Produktionsrate von C14 (die ausschliesslich von der Sonnenaktivität abhängt) und der C14-Konzentration der Luft (die zusätzlich von Hydro- und Biosphäre beeinflusst wird) unterschieden werden. Die Berechnung der von der Sonnenaktivität abhängigen kurzfristigen Schwankungen der C14-Produktionsrate aus der an Jahrringen gemessenen C14-Konzentration ist kompliziert. Die Ursache dafür ist, dass die Atmosphäre, Biosphäre, Ozeane und Sedimente C14 in unterschiedlichen Raten aufnehmen und wieder abgeben (Stuiver 1995, 52).

Dabei spielen aber lediglich die Ozeane eine wesentliche Rolle bei C14-Schwankungen auf der Jahres- bis Jahrhundertskala. So sind in der jahrgenauen C14-Kurve der letzten 500 Jahre Periodizitäten von 2 bis 6 Jahren zu erkennen (Stuiver/Braziunas 1993, 296). Die Ursache dieser Schwankungen wird in Veränderungen der ozeanischen Zirkulation im Zusammenhang mit dem «El-Niño-Southern-Oscillation»-Phänomen (ENSO) vermutet.

Da Entwicklungen der C14-Produktion – im Gegensatz zu den Auswirkungen der ozeanischen Zirkulation – innerhalb des ca. 11 Jahre dauernden Schwabe-Zyklus der Sonnenflecken durch C14-Messungen nicht erfasst werden können (Stuiver/Braziunas 1993), ist es auch nicht möglich, Verbindungen zwischen C14-Kurve und solar bedingten Klimaschwankungen genauer als auf ein Jahrzehnt zu datieren.

Stuiver und Braziunas (1993, 298) führen alle C14-Schwankungen mit einer Zyklenlänge von 11–512 Jahren entweder auf die solare Modulation der Produktion kosmogener Isotope oder auf die instabile nordatlantische thermohaline Zirkulation zurück. Letztere entsteht, vereinfacht dargestellt, dadurch, dass von dem warmen Wasser des Golfstroms in der kühlen Luft über dem Nordatlantik ein relativ hoher Anteil verdunstet. Dadurch

steigt der Salzgehalt des Golfstrom-Wassers an. Das salzhaltige Wasser wird so schwer, dass es auf den Grund des Ozeans sinkt und am Meeresboden in Richtung Tropen zurückfliesst, während an der Oberfläche frisches Warmwasser nachfliesst.

Die meisten zyklischen Variationen der C14-Kurve scheinen von Schwankungen der Sonnenaktivität abzuhängen. Ausgenommen davon sind nur ein 49 Jahre und ein 512 Jahre dauernder Zyklus. Diese beiden scheinen von Schwankungen der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation abzuhängen (Stuiver/Braziunas 1993, 296–301).

In allen Fällen bestehen aber Verbindungen zwischen Schwankungen der Zehnjahreswerte des C14-Gehalts und dem Klima in Europa: Seit langem bekannt sind die Zusammenhänge zwischen Sonnenaktivität und Klima (Hoyt/Schatten nennen 1997 2000 Artikel zu diesem Thema). Doch auch eine geringere nordatlantische thermohaline Umwälzung – gleichzusetzen mit einer Abschwächung des Golfstroms und einer Abkühlung in Europa – führt zu steigenden C14-Werten (Stuiver/Braziunas 1993, 298f.): Es gerät weniger «frisches» C14 in das ozeanische Tiefenwasser und sein Anteil in der Luft steigt damit. Die Richtung der Korrelation zwischen C14, ozeanischer Zirkulation und Klima entspricht damit derjenigen zwischen C14, Sonnenaktivität und Klima. In beiden Fällen können steigende C14-Werte empirisch mit einer Temperaturabsenkung in Europa in Verbindung gebracht werden.

Bei der klimatischen Interpretation der C14-Kurve ist allerdings zu beachten, dass nur für Bereiche schwacher C14-Schwankungen empirisch eine weitgehende Gleichläufigkeit mit dem Temperaturverlauf ermittelt werden kann, diese Gleichläufigkeit aber auf die C14-Maxima nur sehr eingeschränkt übertragbar ist. Zwar scheint im Bereich eines solchen Maximums immer auch eine ausgeprägte Kaltphase zu liegen, doch kann diese innerhalb der ca. 70–90 Jahre dauernden C14-Maxima nicht genau lokalisiert werden.

Die Menge des radioaktiven Kohlenstoff-Isotops C14 in der Luft hängt also sowohl von der Sonnenaktivität als auch von der ozeanischen Zirkulation ab. Beide Faktoren lassen sich empirisch mit der Temperaturentwicklung in Europa in Verbindung bringen. Damit scheint es vertretbar, vom Verlauf der C14-Kurve auf europäische Temperaturveränderungen zu schliessen. Die C14-Kurve ist der beste derzeit verfügbare empirische Indikator für nacheiszeitliche Temperaturschwankungen in Europa.

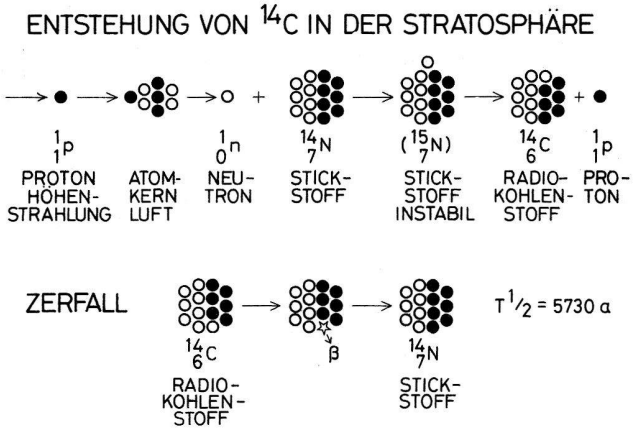


Abb. 12. Entstehung und Zerfall von C14. Nach Lang 1994.

3.3. Vulkanismus

Abkühlungsmechanismen

Spektakulärstes Element eines explosiven Vulkanausbruchs ist die gigantische Aschensäule. Wenn sich die Asche in der Atmosphäre verteilt, sorgt sie für verstärkte Wolkenbildung und für leuchtende Sonnenuntergänge. Seit Jahrhunderten wird der Asche ein entscheidender Abkühlungseffekt zugeschrieben (Lamb 1977; 1982). Dies trifft, regional betrachtet, sicherlich zu. Global gesehen ist aber der Effekt ungleich stärker, der durch Schwefelsäure in der Stratosphäre verursacht wird, die dort nur in der Folge explosiver Vulkanausbrüche entsteht. Die Überbewertung der Aschewolken hat historische Gründe. Sie werden seit Jahrtausenden beobachtet und beschrieben; Ursache und Wirkung sind offensichtlich. Demgegenüber sind Schwefelsäurekonzentrationen in der Stratosphäre nicht sichtbar und ihre Messung ist eine Angelegenheit der letzten Jahrzehnte. Sigurdsson (1990) nennt folgende Auswirkungen einer explosiven Eruption (Abb. 13):

1. Asche und Gase verursachen als Kondensationskerne für Wasserdampf eine starke Wolkenbildung. Diese dichte Wolkendecke ist zeitlich und räumlich begrenzt. Sie sorgt aber für eine verstärkte Rückstrahlung der Sonnenstrahlung aus der Troposphäre – die Wolken lassen die Sonne nicht durch. Die Sonneneinstrahlung geht kurzfristig und regional stark zurück.
2. Schwefelsäure in der Stratosphäre sorgt für eine verstärkte Reflexion des Sonnenlichts – ein «negativer Treibhauseffekt». Nach Sigurdsson verursacht dieser Vorgang den grössten Teil des Abkühlungseffekts durch einen Vulkanausbruch.
3. Zur verstärkten Abstrahlung hinzu kommt eine Aufheizung der Stratosphäre. Auch diese Wärmemenge fehlt an der Erdoberfläche.

4. Der Treibhauseffekt durch Staubpartikel und Kohlendioxid ist vernachlässigbar gering.
5. Fluor- und Chlorverbindungen greifen die Ozonschicht in der Stratosphäre an.

Die Zunahme der Schwefelsäure-Konzentration in der Stratosphäre wirkt sich demnach am stärksten auf das Klima aus. Schwefel gelangt nur während der Eruption in die oberen Luftschichten und verbindet sich dort mit dem ebenfalls vom Vulkan ausgestossenen Wasser zu Schwefelsäure. Daher haben Vulkanausbrüche, deren Eruptionssäulen bis in die Stratosphäre reichen, globale klimatische Veränderungen zur Folge. Da Schwefelsäuretröpfchen mit 0,1–1 Mikrometer ausserordentlich klein sind, halten sie sich jahrelang in der Stratosphäre (Lanius 1995, 130). Eine Serie von kühlen Jahren kann die Folge sein.

Die Abkühlung durch reine Staubwolken in der Stratosphäre hält dagegen selten länger als ein halbes Jahr an, da die relativ schweren Staubpartikel schneller als Aerosole ausgewaschen werden oder auf die Erde zurücksinken. Solche kurzfristigen Abkühlungen werden durch die Temperaturreserven, insbesondere der Ozeane, fast vollständig ausgeglichen.

In der jeweiligen Hemisphäre sind die Abkühlungseffekte durch einen Vulkanausbruch schon im Monat des Ausbruchs zu spüren, auf der jeweils anderen Halbkugel erst nach etwa sieben Monaten. Die vulkanisch bedingte Abkühlung beträgt auf der Nordhalbkugel in den ersten neun Monaten nach einem nordhemisphärischen Ausbruch 0,5–1,5°C (Kelly/Sear 1984, 741). Nach den ersten neun Monaten oder bei einem südhemisphärischen Ausbruch betragen die Werte 0,3–0,8°C. Im 3.–7. Jahr nach einem Ausbruch bewegt sich die globale Temperaturreduktion zwischen 0,2 und 0,5°C (Rampino/Self 1982). In Fällen, in denen es während des Holozäns zu Serien von bis zu neun Vulkanausbrüchen innerhalb weniger Jahre kam (Zielinski et al. 1994), dürften diese Werte noch übertroffen worden sein. Insgesamt wirken sich Vulkanausbrüche also ähnlich stark, aber nicht so lange, wie Schwankungen der Sonnenaktivität auf die globale Temperaturentwicklung aus.

Datierung prähistorischer Vulkanausbrüche

Die sicherste Methode, klimawirksame Vulkanausbrüche zu datieren, ist die Messung der Schwefelsäure-Konzentrationen in stabilen Eisschilden, z.B. in Grönland oder in der Antarktis. Der Niederschlag lagert sich im grönländischen Inlandeis in Jahresschichten ab. Sie wiederum können anhand der sommerlichen Abschmelzhorizonte sowie über die jahreszeitlichen Schwankungen temperaturabhängiger Isotopenverhältnisse identifiziert werden. Mehrere Bohrkerne aus dem grönländischen Eis überspannen inzwischen etliche 10000 Jahre (z.B. Zielinski et al. 1996). Der Säuregehalt dieser Eisschichten kann durch Messung der elektrischen Leitfähigkeit festgestellt werden. Der Verlauf von Säureprofilen aus grönländischen Eisbohrkernen ist ein guter Näherungswert für die Vulkanaktivität der Vergangenheit (Hammer et al. 1980).

Knapp 300 signifikante Schwefelsäure-Peaks dokumentieren im Bohrkern von GISP2 einen wesentlichen Teil der klimarelevanten Vulkantätigkeit der Zeit seit 7000 v. Chr. (Zielinski et al. 1994). Die Daten sind allerdings mit drei Unsicherheitsfaktoren behaftet:

1. Ein Ausbruch kann sich schon im selben Jahr, aber auch noch in den beiden folgenden niederschlagen (Abweichung 0 bis +2 Jahre).
2. Die Eiskerndaten haben eine zeitliche Auflösung von 2 Jahren.
3. Für den Beginn des Untersuchungszeitraums, bei 7000 v. Chr., geben Zielinski et al. (1994, 948) eine mögliche Abweichung von ±2%, d.h. ±180 Jahren an.

Die Rolle der ersten beiden Faktoren wird bei einem Vergleich der Eiskerndaten mit historischen Daten deutlich (Tab. 1).

Die $\Delta^{18}O$-Werte, Temperaturanzeiger im Grönlandeis, nehmen im Bereich einer Säureschicht um 0,45–0,9‰ ab, was darauf hindeutet, dass die Vulkanausbrüche dieses Jahrtausends hier zu einer Abkühlung um ca. 0,75–1,5°C geführt haben (Stuiver et al. 1995, 346).

Die unter dem dritten Punkt genannte Abweichung scheint nicht linear auf jüngere Zeiten übertragbar zu sein. Die Abweichungen zwischen historischen und Eiskern-Datierungen für die Zeit um Christi Geburt betragen lediglich bis zu drei Jahre und damit nicht mehr als auch noch für das 2. Jt. n. Chr. (Tab. 2). Aber selbst dendroklimatisch datierte Abkühlungsphasen früherer Jahrtausende (LaMarche/Hirschboek 1984, Baillie/Munro 1988, Baillie 1994) können bemerkenswert gut mit der Säurekurve von GISP2 parallelisiert werden (Tab. 3).

Diese auffälligen Parallelitäten zwischen Eisbohrkern- und historischen bzw. dendroklimatischen Daten deuten an, dass die Datierungsspanne der Eiskerndaten bis zurück ins 4. Jt. v. Chr. konstant bei ca. ±2–3 Jahren liegt. Eine entsprechende Datierungsgenauigkeit wird daher für die nachfolgenden Interpretationen vorausgesetzt, wobei zu beachten ist, dass dafür bisher nur Indizien und keine Beweise vorliegen.

Klimarekonstruktion: Fazit

Mit C14-Kurve und grönländischem Säureprofil liegen für die letzten 9000 Jahre empirische Indikatoren für die Variabilität des europäischen Klimas vor. Auswirkungen der schwankenden Sonnenaktivität auf das Erdklima sind mangels genügend langer Messreihen bisher im strengen Sinn nicht zu beweisen. Zahlreiche Indizien deuten aber auf ursächliche Zusammenhänge hin (Hoyt/Schatten 1997). Veränderungen der Sonnenaktivität und der ozeanischen Zirkulation wirkten sich auf die 10–20jährigen Mittel der Temperatur aus. Den besten verfügbaren empirischen Indikator für Veränderungen der Sonnenaktivität und der ozeanischen Zirkulation liefert die C14-Kurve.

Die klimatischen Effekte von Vulkanausbrüchen sind unumstritten. Einzelne Ausbrüche können hemisphärisch für eine Abkühlung um 0,5–1,5°C in den ersten beiden und um 0,2–0,8°C in den folgenden Jahren sorgen. Nach sechs bis sieben Jahren sind die Auswirkungen vollständig abgeklungen. Erst Serien von Vulkanausbrüchen wirken sich daher auf die mehrjährigen Temperaturmittel aus. Klimawirksame Vulkanausbrüche sind im Grönlandeis nachweisbar.

Von globaler Abkühlung ist Mittel- und Westeuropa aus zwei Gründen besonders stark betroffen: Im Verlauf einer Kaltphase wird der Golfstrom, die «Heizung» Europas, schwächer und die Polarfront, eine ständig in Bewegung befindliche Grenze zwischen warmer und kalter Luft, liegt tendenziell weiter südlich. Die Temperaturschwankungen sind daher ungewöhlich stark. Dem temperierten Europa kommt daher in puncto Klima-Mensch-Beziehung eine Zeigerfunktion zu.

Bei dem im folgenden angestellten Vergleich zwischen klimatischer und prähistorischer Entwicklung gilt es allerdings, sich gewisser Einschränkungen bewusst zu sein. Das Klima ist ein chaotisches System, detaillierte Rekonstruktionen sind daher unmöglich. Es ist aber möglich, Zeitpunkt und Richtung einer Änderung zu bestimmen.

Drei wesentliche Faktoren, die über die klimatische Variabilität innerhalb von Jahren bis Jahrzehnten bestimmen, sind Sonnenaktivität, Vulkanismus und Meeresströmungen. C14- und grönländische Säurekurve sind nicht mehr – aber auch nicht weniger – als die besten verfügbaren Indikatoren für diese drei «Klimamacher», und das temperierte Europa ist die am besten geeignete Region für eine Untersuchung der Klima-Mensch-Beziehung.

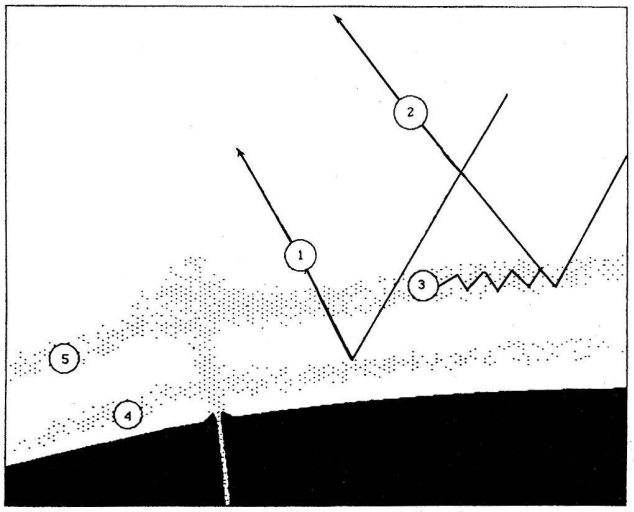


Abb. 13. Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf die Erdatmosphäre und das Klima. Erklärungen vgl. Text. Nach Sigurdsson 1990.

	älter					*jünger*
	-2	*-1*	*0*	*+1*	*+2*	*+3*
1800–1980 AD	–	1	8	5	–	–
1–1980 AD	3	5	13	8	2	2
1–1800 AD	3	4	5	3	2	2

Tab. 1. Abweichung der Bohrkerndaten gegenüber den historischen Daten in Jahren, Zahl der Fälle. Daten nach Zielinski et al. 1994.

Vulkan	*historisches Datum*	*Eisbohrkern*
Vesuv	79 AD	77 AD
Vesuv	44 BC	44 BC
Vulcano	183 BC	180 BC

Tab. 2. Vergleich von Bohrkerndaten mit historisch überlieferten Vulkanausbrüchen. Daten nach Zielinski et al. 1994.

Dendrodaten nach	*Dendroklima*	*Eisbohrkern*
Baillie/Munro 1988; Baillie 1994	1159 BC	1157 BC
LaMarche/Hirschboek 1984; Baillie/Munro 1988; Baillie 1994	1626/3 BC	1623 BC
LaMarche/Hirschboek 1984	2035 BC	2034 BC
Baillie/Munro 1988; Baillie 1994	3195 BC	3192 BC

Tab. 3. Vergleich von Frostringen in Bäumen und Bohrkerndaten. Bohrkerndaten nach Zielinski et al. 1994.

4. Auswirkungen von Klimaschwankungen auf Agrargesellschaften

4.1. Merkmale von Klimaverschlechterungen im westlichen Mitteleuropa

Mitteleuropa liegt im Grenzgebiet zwischen polarer und subtropischer Luft. Die Grenze zwischen diesen Luftmassen, die Polarfront, markiert einen Temperaturunterschied von rund 5–10°C. Liegt Mitteleuropa im Sommer südlich dieser Front, können die Höchsttemperaturen beispielsweise 25–30°C betragen, liegt es nördlich der Front, sind es um die 20°C. Warme Jahre sind durch eine häufig nördlich von Mitteleuropa liegende Polarfront gekennzeichnet und kalte Jahre durch eine häufig weiter südlich verlaufende. Wesentliches Merkmal der Modelle, die Veränderungen des europäischen Klimas erklären, ist eine Verschiebung der Polarfront. Gleichzeitig verändern sich auch die Witterungsverhältnisse. West- und Nordwestwinde nehmen zu. Sie transportieren vor allem im Sommer vermehrt Kaltluft und Feuchtigkeit nach Mitteleuropa und führen zu einem verstärkten Temperaturgefälle zwischen Berg und Tal. Eine wesentliche Ursache für diese Veränderungen scheint eine Abschwächung des Golfstroms zu sein, von dem das Klima in Mitteleuropa massgeblich bestimmt wird (vgl. Kap. 4.3.).

4.2. Auswirkungen auf die landwirtschaftlichen Erträge

Die Nahrungsmittelversorgung vorindustrieller Agrargesellschaften in Mitteleuropa beruhte grossenteils auf dem, was Ackerbau und Viehzucht in der näheren Umgebung im Laufe eines Jahres lieferten. Die Nutzung ortsfremder Ressourcen, z.B. durch Viehtrieb oder Lachsfischerei, kann nur eine zahlenmässig geringe Bevölkerung ernähren.

95% der kurzfristigen Ertragsschwankungen bei Feldfrüchten gehen nach Pfister (1988a.b) auf das Klima zurück. Eine Klimaverschlechterung wirkt sich im wesentlichen durch eine Reduktion der Temperatur auf die Landwirtschaft in Mitteleuropa aus. Dabei «zeigte sich, dass für die Ertragsschwankungen in erster Linie globale Unterschiede im Witterungsverlauf von Jahr zu Jahr entscheidend sind, die bereits durch Messwerte einzelner Stationen erfasst werden können ... und nicht so sehr kleinräumige Abweichungen» (Pfister 1988b, 35). Diese Beobachtung gilt ebenso für Mittelalter und Neuzeit, denn «auch für frühere Perioden kann eine hemisphärische Ausdehnung von Krisen erschlossen werden» (Pfister 1988a, 132). Dies lässt den Schluss zu, dass die Klimaentwicklung des Holozäns Hinweise auf Ertragsschwankungen der prähistorischen Landwirtschaft im temperierten Europa liefern kann.

Ein grundsätzliches Problem der vorindustriellen Landwirtschaft waren die geringen Erträge. Ist heute, z.B. bei Mais, ein Ertragsfaktor (Verhältnis ausgesäter zu geernteter Menge) von 40–60 die Norm, betrug er in Mittelalter und früher Neuzeit, d.h. vor den landwirtschaftlichen Revolutionen, nur etwa 3–4 (Küster 1995, 35). In ungünstigen Zeiten konnte sogar dieser geringe Wert noch unterschritten werden. So wird aus Südfinnland berichtet, dass der Ertragsfaktor, der im frühen 17. Jh. bei 5 bis 6 gelegen hatte, Ende des Jahrhunderts auf Werte zwischen 2,8 und 0,8 sank. In einzelnen Jahren konnte also nicht einmal ausreichend Saatgut für die nächste Aussaat gewonnen werden (Vesajoki/Tornberg 1994, 56).

Im englischen Rothamstead wird seit 150 Jahren unter möglichst gleichbleibenden Bedingungen Weizen angebaut. Im besonders klimagünstigen Jahr 1863 wurden 150% der Normalernte erzielt. 1879, nach einem verregneten Sommer, weniger als 50% (Bourke 1984, 285). Entsprechende klimaabhängige Schwankungen, bis hin zu den für Finnland beschriebenen Totalverlusten, dürfen auch für vorgeschichtliche Bauernkulturen vorausgesetzt werden.

Auswirkungen niedriger Temperaturen auf den Getreideanbau

Die Landwirtschaft in den gemässigten Breiten hängt davon ab, dass die Mitteltemperatur mindestens sechs Monate pro Jahr über 6°C liegt (Bourke 1984, 274). Eine Verkürzung um wenige Wochen, also ungewöhnliche Kälte in April, Mai oder September, hat für den Ertrag schwerwiegende Folgen.

Limitierender Faktor für die Nahrungsmittelproduktion war im vorindustriellen Mitteleuropa der für die Pflanzen verfügbare Stickstoff (Abb. 14). Seine Menge wird unter anderem durch Temperatur und Niederschlag in Herbst und Winter bestimmt. Nach einem kalten und nassen Winter kann der Stickstoffgehalt des Bodens im Vergleich zur Zeit nach einem normalen Winter um über 20% gesunken sein (Pfister 1988b, 35). Die Ursache für die Temperaturabhängigkeit des Stickstoffgehalts liegt in der Frostempfindlichkeit bestimmter Mikroorganismen, die die organischen Stickstoffverbindungen aufspalten und den Pflanzen wieder Stickstoff zur Verfügung stellen. Kälte, gleich ob im Winter- oder im Sommerhalbjahr, reduziert den Ertrag an Getreide und anderen

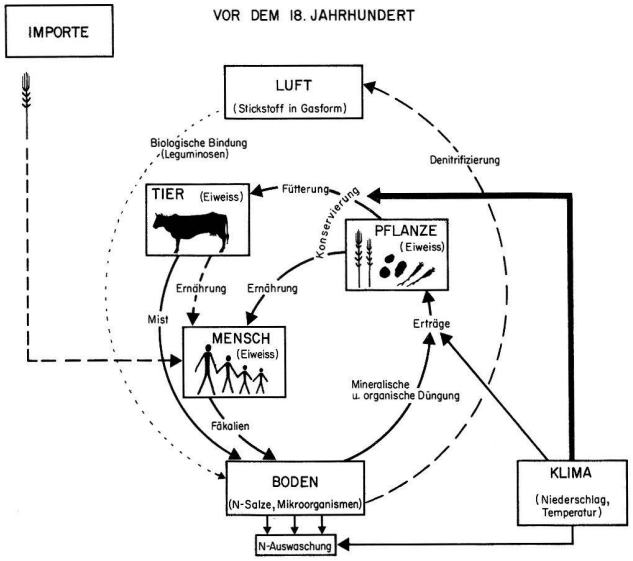


Abb. 14. Ein Schema der der mitteleuropäischen Landwirtschaft vor den landwirtschaftlichen Revolutionen des 18.–20. Jh. Nach Pfister 1988b.

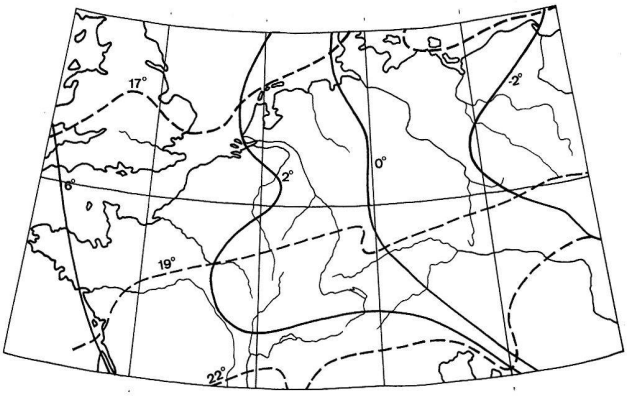


Abb. 15. Januar- und Juli-Isothermen in Europa. Deutlich ist zu erkennen, dass in Mitteleuropa die Juli-Isothermen von Süd nach Nord, die Januar-Isothermen dagegen von West nach Ost gestaffelt sind. Nach Thran/Broekhuizen 1965, verändert.

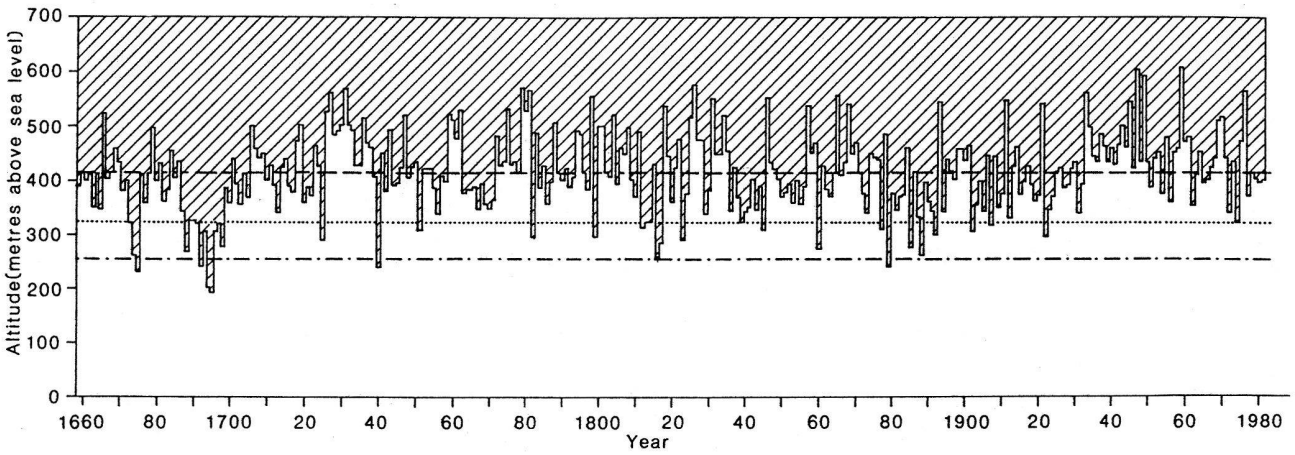


Abb. 16. Theoretische Höhengrenze des Getreideanbaus in Schottland. Nach Parry/Carter 1985.

Feldfrüchten. Während aber die Auswirkungen der Winterkälte sich nur graduell bemerkbar machen, kann eine Schlechtwetterphase im Sommer die Ernte zu grossen Teilen oder sogar vollständig vernichten.

Das temperierte Europa weist nur ein geringes Temperaturgefälle zwischen Nord und Süd, zwischen Berg und Tal auf (Abb. 15). Als Faustregel kann gelten: 0,5°C pro 100 km Nord-Süd-Entfernung und pro 50–100 Höhenmeter. Bei Klimaverschlechterungen verschieben sich daher die Anbauzonen süd- bzw. talwärts. Bei einer Reduktion der Durchschnittstemperatur um 1°C wandert z.B. die Rentabilitätsgrenze des Getreideanbaus rund 200 km nach Süden und 100–200 Höhenmeter talwärts (Bourke 1984, 275).

Parry und Carter berechneten 1985 die Klimaabhängigkeit des neuzeitlichen Getreideanbaus in Schottland (Abb. 16). Die Rentabilitätsgrenze des Ackerbaus schwankte beträchtlich. Zwischen 1931 und 1980, den wärmsten 50 Jahren seit 1660, lag sie etwa 100 Höhenmeter über der Grenze von 1661 bis 1710. Während einzelner Zeitabschnitte waren die Unterschiede noch ausgeprägter. In den 1690er Jahren lag die Grenze für verlässliche Erträge unter 300 m ü.M., um 1730 lag sie jahrelang bei 500 m.

Noch heute eignen sich beispielsweise grosse Regionen des Schweizer Mittellandes besser für die Viehzucht als für den Getreideanbau. Aufgrund der weniger gut entwickelten Anbautechniken war rentabler Ackerbau während der Vorgeschichte sicherlich auf noch kleinere Regionen beschränkt als heute, bzw. er war nur während Warmphasen möglich. Es bestand die Gefahr, dass mit dem Beginn einer Kaltphase an vielen Orten der Ertrag

so weit zurückging, dass die investierte Arbeitsenergie durch die schliesslich gewonnenen Nahrungskalorien nicht mehr aufgewogen wurde.

Der Einfluss niedriger Temperaturen auf die Viehhaltung in Mitteleuropa

Während die Sommertemperaturen in Mitteleuropa von Süd nach Nord gestaffelt sind, verläuft das Temperaturgefälle im Winter von Westen nach Osten (Abb. 15). Das Gefälle beträgt etwa 1°C pro 250 km West-Ost. Die 0-Grad- und damit Schneegrenze wandert also in Wintern, die 1°C kälter sind als der Durchschnitt, um 250 km nach Westen (Bourke 1984, 282). Die Auswirkungen auf die Vieh- und besonders auf die Schafhaltung sind beträchtlich, da speziell Schafe bei geschlossener Schneedecke nur wenige Tage ohne Zufütterung überleben können.

De Vries (1981, 29) stellte fest, dass sich Kälte im März, also ein verlängerter Winter, am stärksten auf den Viehbestand und den Milchertrag auswirkt. Das Vieh ist besonders in diesem Monat, am Beginn der Vegetationsperiode, auf frisches Grün angewiesen, da die Wintervorräte in der Regel schon aufgebraucht sind. Wird nicht zugefüttert, kann ein zu später Beginn der Vegetationsperiode tödlich sein.

Die Nahrungsversorgung der Kühe ist von entscheidender Bedeutung für ihre Milchleistung. «Man irret sich, wenn man glaubt, zwei Kühe, welche nicht im Überfluss leben, geben soviel Milch, als etwa eine einzelne, welche wohl gehalten ist.» Diese, in einem Berner Protokoll von 1764 formulierte Erkenntnis gilt heute noch (Pfister 1988b, 38). Erst wenn sie ihren körpereigenen Eiweissbedarf gedeckt haben, beginnen Kühe damit, überschüssiges Futtereiweiss in Milch umzuwandeln. Der Anteil des für den Menschen in Form von Milch zugänglich gemachten Futtereiweiss steigt also überproportional, sobald der Eigenbedarf der Kuh an Eiweiss gedeckt ist. Grob vereinfachend ausgedrückt: Erhält eine Kuh 100% ihres Eigenbedarfs an Futtereiweiss, gibt sie überhaupt keine Milch; erhält sie 110%, gibt sie einen Liter pro Tag; erhält sie 200%, gibt sie 10 Liter. Der Nutzungsgrad für den Menschen pro Futtereinheit beträgt bei einem Liter also – bestenfalls – 10%, bei 8–10 Litern 40–50% (Pfister 1988b, 38). Schon eine geringe Reduktion der Futtermenge oder -qualität führt daher zu einem starken Rückgang der Milchleistung.

Einschränkungen der Weidedauer, dem wesentlichen Kriterium für die Futtermenge, ergeben sich aus den Temperaturverhältnissen, der Dauer der Schneebedeckung im Winter und dem Zeitpunkt der Getreideernte, da ab dann Stroh als Futter zur Verfügung steht. Die Qualität des Futters hängt, wenn auch in geringerem Masse als der Getreideertrag, von den Witterungsverhältnissen im Frühsommer ab.

In einer schlechten Saison, gleich ob Sommer oder Winter, wurden im Mittelalter zuerst Jungtiere, dann die Zugochsen und zuletzt die Mutterkühe geschlachtet. Dies hatte Auswirkungen auf die folgenden Jahre, da dann Nachwuchs und Zugtiere fehlten und die Äcker nicht in gewohntem Umfang bestellt werden konnten (Pfister 1988b, 40). Zudem machte sich der Mangel an Dünger im Getreideertrag bemerkbar.

Auswirkungen vermehrter Niederschläge auf die Landwirtschaft

Die einheimische Flora des temperierten Europa ist gut an die relativ hohen Niederschläge angepasst. Einzelne nasse Sommer sind keinesfalls von Nachteil für Wald- und Wiesengewächse. Ein englisches Sprichwort besagt, ein nasser Sommer sei gut für das Gras und für sonst gar nichts. Nun beruhte die Nahrungsmittelversorgung der mitteleuropäischen Bauern aber nicht auf einheimischen Wald- und Wiesenarten, sondern auf vorderasiatischen Weizen- und Gerstenarten, und diese vertragen ein Übermass an Wasser überhaupt nicht. Für die Nahrungsversorgung bäuerlicher Gesellschaften in Mitteleuropa gilt: Trockene Jahre sind gute Jahre und nasse Jahre sind schlechte Jahre. Regen kurz vor der Getreideernte kann katastrophale Folgen haben: Pilzerkrankungen gedeihen dann besonders gut, Parasiten haben es besonders leicht (Bourke 1984). In einzelnen Jahren können Schimmel- und Rosterkrankungen über 50% der Ernte vernichten.

Regen während der Ernte oder in der Zeit zwischen Schnitt und Dreschen hat ebenfalls fatale Folgen: Die Getreidekörner quellen auf und beginnen teilweise zu keimen. Getreide, das unter diesen Umständen eingebracht wird, ist nur wenig lagerfähig. Zudem sind in nassen Jahren qualitative Einbussen zu verzeichnen: Der Nährwert des Getreides pro Gewichtseinheit sinkt beträchtlich, da das Getreide nicht vollständig reifen kann.

Eine im Vergleich zur Neuzeit erhöhte Witterungsanfälligkeit der früheren Landwirtschaft resultierte aus dem Fehlen von Kartoffel und Mais. Neben den höheren Flächenerträgen bieten sie gegenüber dem Getreide den entscheidenden Vorteil, dass sie insbesondere gegen Hagel weniger empfindlich sind.

Folgen von guten und schlechten Ernten

Nach Maurizio (1927) übertrafen die Auswirkungen von Missernten diejenigen von Seuchen bei weitem. Die letzteren beeinträchtigten die Nahrungsmittelproduktion

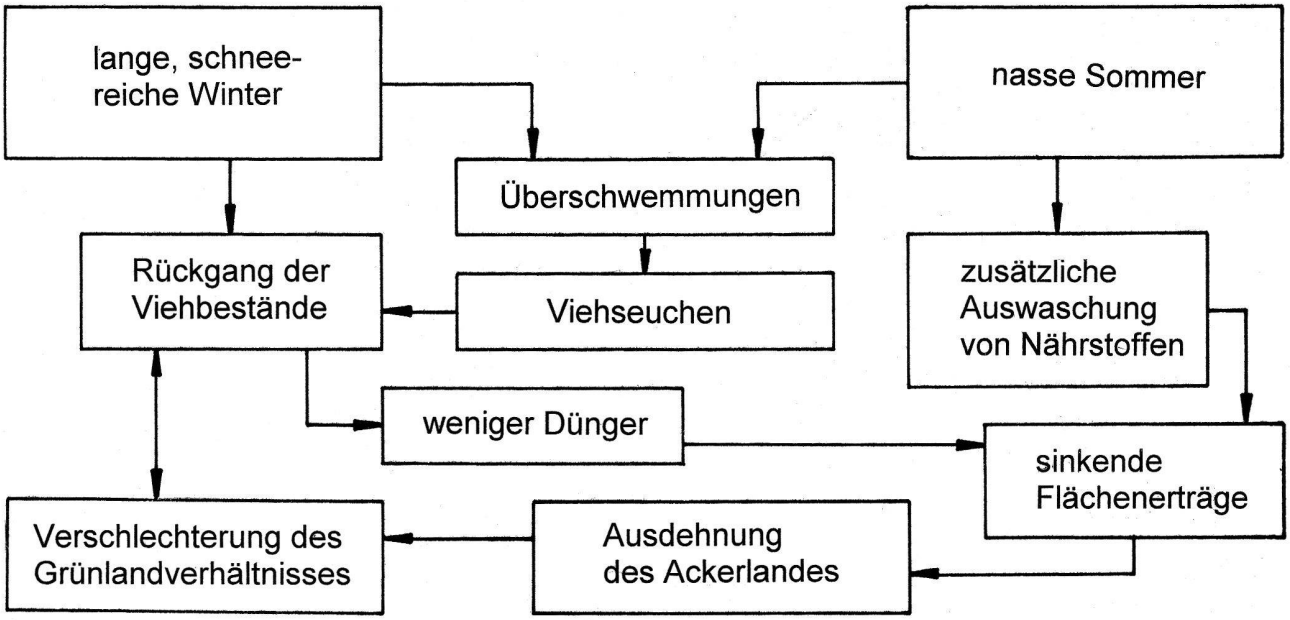


Abb. 17. Hypothetische Konsequenzen der Klimaverschlechterung im späten 16. Jh. als Beispiel für die Auswirkungen einer Klimaverschlechterung auf die vorindustrielle Landwirtschaft in Mitteleuropa. Nach Pfister 1988b, verändert.

kaum, die Überlebenden lebten danach meist im Überfluss. Dagegen waren die Auswirkungen von Hungersnöten nach Missernten erheblich grösser: Die ganze Bevölkerung war geschwächt. Das wenige Saatgut war von schlechter Qualität und häufig bereits mit Krankheitserregern infiziert. Zug-, Fleisch- und Milchtiere fehlten. Die Not konnte sich daher noch über Jahre hinziehen. Eine Serie von schlechten Jahren hatte besonders schlimme Auswirkungen, da sie den Ertrag kumulativ beeinflusste (Pfister 1988b, 35; Abb. 17).

Umgekehrt konnten einige reiche Ernten in Serie bzw. längere Phasen ohne Missernten rasch zu einem Anwachsen der Bevölkerung führen, da vor allem die Kindersterblichkeit zurückging. Klimagünstige Phasen ermöglichten eine Ausdehnung der Ackerflächen in zuvor allenfalls für die Viehwirtschaft nutzbare Gebiete wie Hochlagen oder Flussauen (Pfister 1988b).

Entscheidender Faktor für die landwirtschaftlichen Erträge ist die Dauer der Vegetationsperiode. Eine Verkürzung oder Verlängerung um wenige Wochen führt zu enormen Ertragsschwankungen, und genau dies sind typische Merkmale von Klimaverschlechterungen bzw. -verbesserungen in Mitteleuropa: aussergewöhnliche Kälte bzw. Wärme während der Monate April/Mai und September/Oktober.

4.3. Beispiele für den Zusammenhang zwischen Klima- und Versorgungskrisen

Beispiel 1: 1690–1700

In eine Zeit geringer Sonnenaktivität («Maunder»-Minimum der Sonnenflecken von 1645–1715) fällt das kälteste Jahrzehnt des 2. Jt. n. Chr. in die Jahre zwischen 1690 und 1700. Es markiert einen Höhepunkt der «Kleinen Eiszeit». Diese Kaltphase wird häufig mit den Auswirkungen einer zurückgehenden Sonnenaktivität erklärt (Eddy 1977; Pfister 1988a). Zwar ist schon ab 1675 eine Abkühlung in Europa erkennbar, den Höhepunkt der Entwicklung markiert aber erst das Jahrzehnt zwischen 1690 und 1700. Besonders kalt waren die Jahre 1694 und 1695. Der Temperatursturz, der in Mitteleuropa 1686 einsetzte, war der stärkste der letzten 500 Jahre (Pfister 1988a, 127).

Die aussergewöhnliche Kälte Mitte der 1690er Jahre liegt aber nicht allein in der verringerten Sonnenaktivität begründet. Sie wird nur verständlich, wenn die zusätzlichen Abkühlungseffekte zweier Vulkanausbrüche in den Jahren 1693 und 1694 mit berücksichtigt werden. 1693 brach der Hekla in Island aus, 1694 der Komaga-Take in Japan (Zielinski et al. 1994, 949). Die folgenden Jahre, 1694 bis 1696, waren überall auf der nördlichen Hemisphäre sehr kalt.

Dänemark: Eine Auswertung von über 50000 Logbucheinträgen aus Schiffen erlaubt eine Rekonstruktion der Windrichtungen und -stärken: Zwischen 1675 und 1715 betrug der Anteil der Nordwest- und Nordwinde

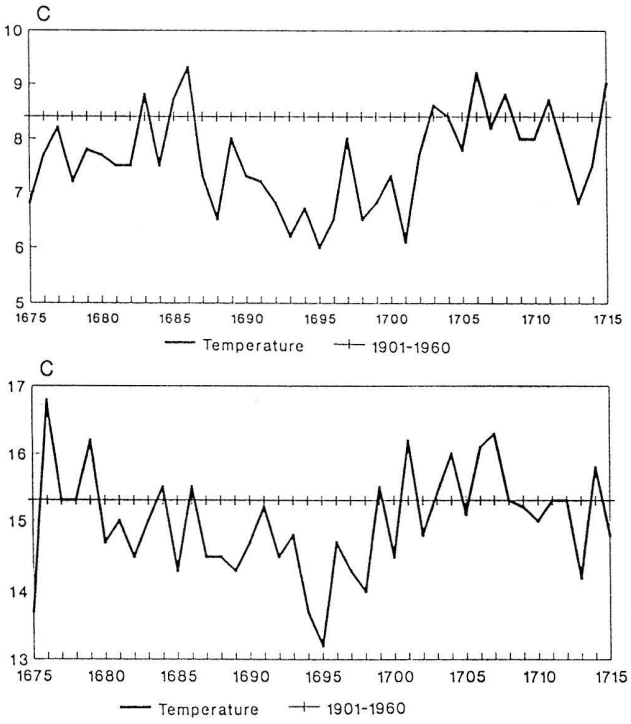


Abb. 18. Frühjahrstemperatur (oben) und Sommertemperatur (unten) in England zwischen 1675 und 1715. Die waagrechte Linie gibt das Mittel der Jahre 1901–1960 an. Nach Siegenthaler 1994.

knapp 30%, zwischen 1951 und 1980 nur gut 15% (Frich/Fryendal 1994, 38). Dieser Anstieg entspricht der bei einer Klimaverschlechterung erwarteten Zunahme des Zustroms polarer Luft. Auch die Windstärke hatte zugenommen. Über 5% der Winde waren 7–12 Beaufort stark. Aus dem Zeitraum von 1951 bis 1980 ist nicht ein einziger Monat bekannt, der auch nur die Durchschnittswerte von 1675–1715, nämlich 30% Nord- und Nordwestwinde und 5% Windstärken ab 7 Beaufort aufzuweisen hätte. Diese Windverhältnisse waren durch Änderungen in der ozeanischen Zirkulation (schwächerer Golfstrom) hervorgerufen worden, die ihrerseits eine Folge der globalen Abkühlung waren (Frich/Fryendal 1994, 40).

Island: Zwischen 1650 und 1680 wurde in einem von zehn Jahren vor der isländischen Küste Meereseis beobachtet, zwischen 1680 und 1710 dagegen in einem von zwei. 1694 und 1695 bildete sich sogar vor der sonst ständig eisfreien Süd- und Südwestküste der Insel Eis (Ogilvie 1994, 18). Die Oberflächentemperatur des Nordatlantik scheint im späten 17. Jh. stark zurückgegangen zu sein. Ursache dafür ist eine Abschwächung des Golfstroms zugunsten des kalten Ostgrönlandstroms. Dadurch war das Meer zwischen Island und Schottland rund 5°C kälter als heute (Lamb 1980, 156).

England: In England lagen die Jahresmitteltemperaturen Ende des 17. Jh. durchschnittlich 0,8°C unter der Durchschnittstemperatur der Jahre 1901–1960 (Abb. 18). Ausser durch Kälte zeichnete sich das Klima des späten 17. Jh. durch besondere Unbeständigkeit, vermehrte Niederschläge, Hagel und Schnee und durch stärkere Winde aus (Siegenthaler 1994, 133f.).

Schweiz: Den intensiven Forschungen Ch. Pfisters ist es zu verdanken, dass für die Schweiz besonders detaillierte Angaben vorliegen: Von 1687 bis 1701 wurde in der Schweiz in keinem Jahr das Temperaturmittel der Jahre 1901–1960 erreicht. Ab 1670 wurden die Winter kälter. 1686 kühlten übergangslos alle Jahreszeiten ab (Pfister 1988a, 127). Die Winter der Jahre 1687–1701 waren durchschnittlich 1,9°C kälter als 1901–1960 und 2,5°C kälter als 1964–1983; die Frühjahre von 1692 bis 1701 waren 1,7°C kälter als diejenigen von 1901 bis 1960.

Mai- und Septembertemperaturen sind besonders wichtig für die Landwirtschaft. Die Maitemperatur ging in den 1690er Jahren besonders stark zurück: 1678–1687 lag sie 1,6°C über, 1692–1701 1,2°C unter der Vergleichstemperatur von 1901 bis 1960. Damit folgte das maikälteste Jahrzehnt des vergangenen halben Jahrtausends fast unmittelbar auf das maiwärmste (Pfister 1988a, 128). Aber auch von der anderen Seite her wurde die Dauer der Vegetationsperiode empfindlich beschnitten: Die September der Jahre 1687–1696 waren 1°C kälter und 40% feuchter als die vorangegangenen zwischen 1677 und 1686 (Abb. 19).

Gesamtentwicklung: Die Kältewelle begann 1675 in England und breitete sich nach Osten aus. In England waren die 1680er Jahre die kältesten, in der Schweiz die 1690er und im Karpatenbecken die 1700er. In dieselbe Richtung bewegte sich die Wiedererwärmung: Ab 1697 in England, ab 1703 in der Schweiz und nach 1705 in Ungarn. Die Abkühlung war im Westen am stärksten und nahm nach Osten hin ab. In einem Klimamodell wurde berechnet, welche Auswirkungen eine Abkühlung des Nordatlantiks, d.h. ein schwächer werdender Golfstrom, heute auf Mitteleuropa hätte. Das Ergebnis entsprach genau den Entwicklungen, die im Verlauf der Kaltphase Ende des 17. Jh. beobachtet wurden (Pfister 1994b). Diese Berechnung bestätigt, ebenso wie die oben angeführten Beobachtungen aus dem 17. Jh., die These, dass Mitteleuropa aufgrund seiner Abhängigkeit vom Golfstrom und der Lage an der Polarfront von Klimaschwankungen überproportional stark betroffen ist.

1690-1700: Auswirkungen auf die Landwirtschaft

Schweiz: Die Getreideerträge der 1690er lagen in der Ostschweiz 15–25% unter denen der 1680er Jahre. 1692, 1695 und 1698 wurde das noch unreife Getreide in den Bergregionen unter Schnee begraben (Pfister 1988b,

128). Das Vieh musste 30–50 Tage länger als gewohnt mit Heu gefüttert werden. Butter und Milch wurden knapp (Pfister 1988b, 103). Wie andere Teile Mitteleuropas wurde die Schweiz 1689–1694 von einer schweren Hungersnot erfasst. Neben der Klimaverschlechterung war sicher auch die in 50 Jahren problemlosen Wachstums gewonnene Sorglosigkeit ein Grund für das Ausmass der Krise. Viehbestand und Ackerflächen waren bis an die Grenze des Machbaren ausgedehnt worden (Pfister 1988b, 102). Im Anschluss an die Krise blieben besonders in der Westschweiz viele Felder unbestellt, da die Zugtiere fehlten.

Böhmen: In Nordböhmen wurden die Weinernten der Jahre 1693, 1695–1697 und 1699 durch unzeitige Fröste jeweils vollständig vernichtet. Aus den 1690er Jahren sind vier schlechte Kornernten überliefert, was zu einer kontinuierlichen Verteuerung des Getreides führte (Brazdil et al. 1994, 118).

Finnland: In Finnland erreichte die Ernte 1695 bestenfalls ein Drittel des aus den – ohnehin schon schlechten – Vorjahren Gewohnten. Die Ernte reichte kaum für das Saatgut des nächsten Jahres. 1696 fiel die komplette Getreideernte frühen Frösten zum Opfer. 1697 war trotz besseren Wetters das schlimmste Jahr, da keinerlei Saatgut mehr vorhanden war. In diesen Hungerjahren verlor Finnland schätzungsweise 1/4–1/3 seiner Bevölkerung (Vesajoki/Tornberg 1994, 57).

Beispiel 2: Klimaentwicklung und Erträge in der Schweiz um 1816

Die Krise des Jahrs 1816, des Katastrophenjahrs, des «Jahrs ohne Sommer», wird als Folge der Explosion des Tambora von 1815 in Indonesien angesehen. Eine derart starke Verschlechterung wie die für 1816 beobachtete lässt sich aber kaum auf einen einzelnen Vulkanausbruch zurückführen, und selbst die Kombination dieses Ausbruchs mit den Auswirkungen des vor der Untersuchung der grönländischen und antarktischen Eisbohrkerne unbekannten schwefelreichen Vulkanausbruchs von 1809 kann das «Jahr ohne Sommer» nicht erklären. Die Kälte der 1810er Jahre ist nur daraus verständlich, dass die Sonnenaktivität zwischen 1795 und 1815 zurückgegangen war. Erst das Aufeinandertreffen der zwei starken Vulkanausbrüche und einer Zeit geringer Sonnenaktivität bildete die Grundlage für die klimatisch bedingte Krise der 1810er Jahre. Deren hemisphärische Verbreitung und ökologischen Konsequenzen können auch für ältere Klimaschwankungen angenommen werden (Pfister 1988a, 132).

In der Schweiz lagen die Sommertemperaturen 1813 und 1816 mehr als 2°C, diejenigen von 1815 und 1821 und mehr als 1,5°C unter dem Durchschnitt der Jahre von

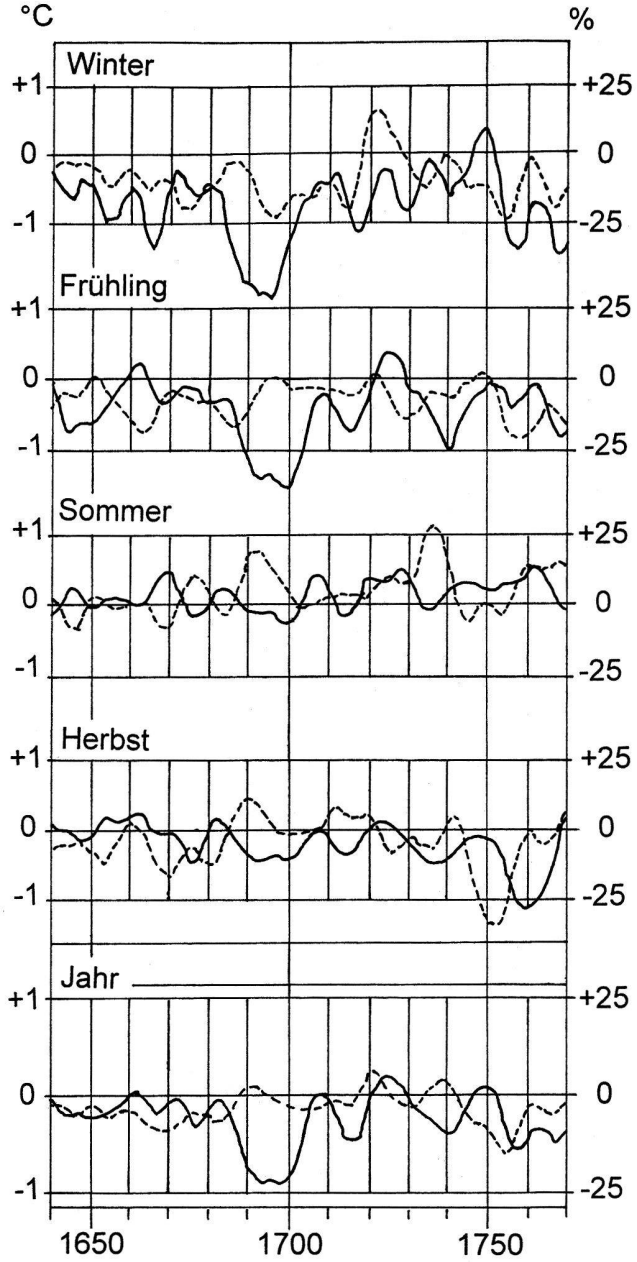


Abb. 19. Entwicklung von Temperatur und Niederschlag in der Schweiz von 1640–1760, gemessen am Mittel der Jahre 1901–1960. Gestrichelte Linie: Niederschlag; durchgezogene Linie: Temperatur. Nach Pfister 1994a.

1900 bis 1961. Zudem erreichte von 1811 bis 1817 kein Sommer diese Durchschnittstemperatur. 1812, 1813, 1814, 1816 und 1817 waren die Frühjahre kalt und begannen spät. 1812–1817 folgten fünf «Eiszeitsommer» aufeinander, 1812–1816 gingen die kalten Sommer in frostige und nasse Herbste über. Der Schnee blieb 1816 oberhalb von 1800 bis 2300 m ganzjährig liegen (Pfister 1988a, 131f.). 1812–1817 war die gletschergünstigste Phase der letzten 500 Jahre, gekennzeichnet durch schnelles und starkes Gletscherwachstum in den Alpen.

Neuenburger-, Bieler- und Murtensee bildeten 1816 das ganze Jahr über eine einzige zusammenhängende Wasserfläche (Pfister 1988a, 140). Es kam zur grössten Überschwemmungskatastrophe des Mittelalters und der Neuzeit. In der ganzen Schweiz erreichten die Weinmosterträge – bei lausiger Qualität – mengenmässig kaum 1% des langjährigen Ertrags. Blüte- und Erntedaten von Wein und Getreide lagen 4–5 Wochen nach dem normalen Termin (Pfister 1988a, 141). Dieses Jahr lieferte die geringsten Erträge der letzten 500 Jahre. 1817 war das Getreide in Zürich acht Mal so teuer wie 1811. Es war die härteste klimatische Belastungsprobe seit mindestens 1520 (Pfister 1988b, 119). In den Berggegenden assen die Menschen Gras, Maulwürfe waren als Leckerbissen heiss begehrt. Die Mortalitätswelle erreichte 1817 ihren Höhepukt. In der Ostschweiz stieg die Zahl der Todesfälle selbst im Vergleich zum ungünstigen Vorjahr vor allem in den höher gelegenen Regionen um 40 bis 200%.

5. Übertragbarkeit auf die Vorgeschichte

Wie weit lassen sich die bis hierher gewonnenen Erkenntnisse zur Klimavariabilität und zur Klima-Mensch-Beziehung auf die Zeit seit dem Beginn der Neolithisierung übertragen? «Da sich die Klimabedingungen in den letzten 10000 Jahren im Rahmen der letzten Jahrhunderte bewegt haben, ist anzunehmen, dass die seit 1525 nachgewiesenen Anomalien sich den seit der letzten Eiszeit aufgetretenen maximalen und minimalen Extremwerten annähern dürften» (Pfister 1988a, 132). Dies deckt sich mit den Ergebnissen der Gletscherforschung. Die Zungenlängenänderungen bewegten sich in der Bandbreite der letzten Jahrhunderte und auch die berechneten minimal notwendigen Temperaturschwankungen liegen im Rahmen dessen, was ausgehend von C14-Kurve und Vulkanismus vermutet werden kann. Schwankungen der C14-Werte entsprechen ebenfalls dem, was aus dem Verlauf der letzten 400 Jahre bekannt ist.

Die Auswirkungen dieser klimatischen Variabilität auf die Nahrungsversorgung bäuerlicher Gesellschaften dürften zumindest bis ins Endneolithikum zurück übertragbar sein, da ab dieser Zeit Pflug und Wagen den Einsatz tierischer Arbeitskraft belegen. Es ist aber zu vermuten, dass die Anfälligkeit gegenüber Klimaverschlechterungen bei den älteren vor- und frühgeschichtlichen Agrargesellschaften grösser war als bei den als Vergleich dienenden mittelalterlichen.

5.1. Auswirkungen von Klimakrisen auf die Siedlungsentwicklung

Neuzeitliches Beispiel: Schottland

Die Besiedlungsgeschichte der Lammermuir Hills in Südost-Schottland wurde durch M. Parry (1978) eingehend untersucht. Dabei stellte er fest, dass im 13. Jh. praktisch flächendeckend Getreide angebaut werden konnte. Aufgund der Klimaverschlechterung während der «Kleinen Eiszeit» mussten aber bis ins 17. Jh. zahlreiche Höfe aufgegeben werden. Nur noch etwa die Hälfte der Fläche eignete sich im 17. Jh. für den Getreideanbau (Abb. 20). Ursache für den Rückgang der ackerbaulich nutzbaren Gebiete war der Beginn der «Kleinen Eiszeit» nach 1300. Sie drückte die Höhengrenze des Anbaus und zwang zur Aufgabe aller zu hoch gelegenen Hofstellen.

Vorgeschichtliches Siedlungsverhalten

Die Fundmenge der verschiedenen archäologischen Epochen darf nicht direkt mit der ehemals vorhandenen Bevölkerungszahl gleichgesetzt werden. Zu verschieden sind die Erhaltungsbedingungen und damit die Auffindungschancen der unterschiedlichen Bestattungs- und Siedlungsweisen. So besteht beispielsweise in der Schweiz ein krasses Missverhältnis zwischen dem Kenntnisstand über die Seeufersiedlungen und demjenigen über andere neolithische und bronzezeitliche Hinterlassenschaften.

Zur Beurteilung der Bevölkerungszahl bäuerlicher Gesellschaften scheint daher ein anderer Indikator, der Aufsiedlungsgrad der Landschaft, besser geeignet zu sein. Grundlagen dieser These sind

- die Erkenntnis, dass durch Ackerbau auf der gleichen Fläche eine mehrfach grössere Bevölkerung ernährt werden kann als durch Viehzucht und
- die begründbare Annahme, dass eine zahlenmässig grössere und sesshaftere Bevölkerung von Ackerbauern archäologisch besser zu fassen ist als eine zahlenmässig kleinere und mobilere Viehzüchter-Gesellschaft. Eine dichte Streuung archäologisch gleich datierter Fundstellen wird daher als Niederschlag Ackerbau treibenden Bevölkerung gewertet.
- Es wird vorausgesetzt, dass eine ackerbautreibende Bevölkerung sich nicht gleichmässig bzw. zufällig über das Land verteilt. Bevölkerungszahl, Stand der Ackerbautechniken und Klima bilden einen Regelkreis. Die Wahrscheinlichkeit, dass eine Fläche in Ackerland umgewandelt wird, ergibt sich aus dem Verhältnis von Bevölkerungszahl, Klima, Bodenfruchtbarkeit und Stand der Ackerbautechniken zueinander.

Bei gleichbleibendem Klima werden bei einer niedrigen Bevölkerungszahl nur die für den Getreideanbau günstigsten Regionen von Agrargesellschaften besiedelt. Im westlichen Mitteleuropa sind dies die grossen Flusstäler und die Trockengebiete im Regenschatten der Mittelgebirge. Hier liegen in der Regel auch die fruchtbaren Lössgebiete. Mit steigender Bevölkerungszahl werden, solange es beim Stand der Ackerbautechnik sinnvoll und innerhalb des klimatischen Rahmens möglich ist, zunehmend weniger ertragreiche Bereiche erschlossen. Grundlegende Untersuchungen hierzu liegen von K. Simon (1991) für das Erzgebirge vor.

Eine Erwärmung führt zu einer Steigerung der Erträge auf den bereits bebauten Flächen und ermöglicht gleichzeitig eine Ausdehnung der Anbauflächen; eine Möglichkeit, die häufig genutzt wurde. Umgekehrt reduziert eine Abkühlung sowohl die Erträge pro Flächeneinheit als auch die potentiell nutzbare Fläche, auf der rentabler Anbau möglich ist. So werden die Spielräume für die Grundlage der Nahrungsversorgung, die Getreideproduktion, von zwei Seiten her beschnitten. Daher ist es nur in den seltensten Fällen möglich, die zurückgehenden Erträge durch eine Ausdehnung der beackerten Flächen zu kompensieren.

Die fruchtbarsten und wärmsten Regionen sind nach dieser Hypothese zu allen Zeiten besiedelt, die weniger fruchtbaren und kühleren werden dagegen bei steigendem Bevölkerungsdruck soweit wie möglich aufgesiedelt und bei sinkendem wieder aufgelassen bzw. nur als Waldweide für das Vieh genutzt. Die Siedlungsintensität innerhalb der ackerbaulich genutzten Gebiete schwankt kaum, die Ausdehnung dieser Gebiete dagegen stark.

Aufgrund von Unterschieden in Topographie, Klima und Bodengüte muss dieses Modell allerdings in verschiedenen Räumen unterschiedlich deutliche Ergebnisse liefern. Klar erkennbare, d.h. grossflächige Verschiebungen der Siedlungsgrenze sind in Regionen zu erwarten, die über grosse Strecken nur graduelle klimatische Abstufungen zeigen. Als Beispiel sei das Pariser Becken genannt. Demgegenüber sind entlang von scharfen Klima- wie Bodengütegrenzen selbstverständlich keine Verschiebungen zu erwarten, so z.B. im Oberrheingraben, wo die klimatisch günstigen und mit fruchtbarsten Böden ausgestatteten Lössgebiete direkt an die kalten und unfruchtbaren Grundgebirgszonen von Vogesen und Schwarzwald grenzen (Abb. 21).

Beim gegenwärtigen archäologischen Forschungsstand ist allerdings die Ausdehnung der dicht besiedelten Gebiete für vorgeschichtliche Zeiten nur im Idealfall anhand der Siedlungen selbst zu erkennen. Da die Zahl der archäologisch erforschten Bestattungsplätze fast in allen Regionen und in allen Phasen diejenige der Siedlungsstellen übersteigt und die chronologische Differenzierung der Grabfunde weiter fortgeschritten ist als diejenige der Siedlungskeramik, wird die Besiedlung in der Regel indirekt über die Bestattungsplätze erschlossen werden müssen.

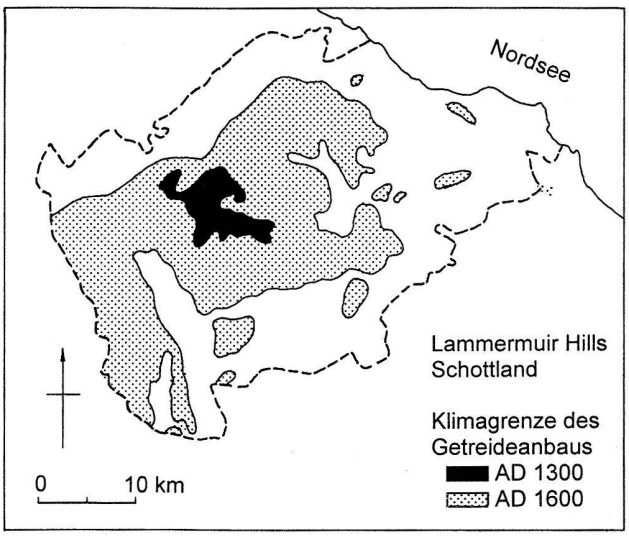


Abb. 20. Höhengrenzen des Anbaus in den Lammermuir Hills. Nach Parry 1978, verändert.

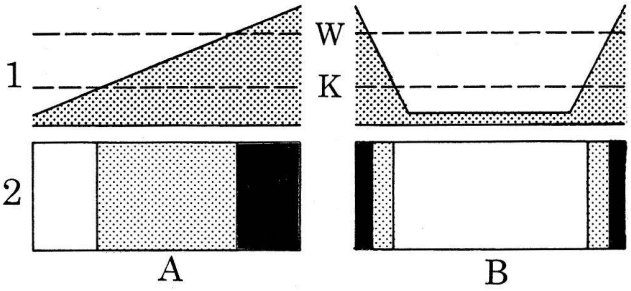


Abb. 21. Auswirkungen einer Verschiebung der Anbaugrenze auf die Ausdehnung der besiedelten Fläche, stark schematisiert. A: Geländeprofil; B: Aufsicht; W: Anbaugrenze während einer Warmphase; K: Anbaugrenze während einer Kaltphase. Schwarz: Gebiete, die zu keiner Zeit für Getreideanbau nutzbar sind; schraffiert: Gebiete, die während einer Kaltphase für den Ackerbau ausfallen; weiss: Gebiete, die auch während einer Kaltphase für den Ackerbau nutzbar sind. Bei (1) sind die Auswirkungen deutlich besser fassbar als bei (2). Ein Beispiel für (1) wäre das Pariser Becken, ein Beispiel für (2) der Oberrheingraben.

5.2. Wirtschaftsarchäologische Untersuchungen

Osteologische und botanische Untersuchungen zu Veränderungen der Wirtschaftsweise lassen selbstverständlich direktere und deutlichere Aussagen zu als ein Vergleich von Klima- und Besiedlungsentwicklung zu. Leider sind derartige Untersuchungen noch sehr selten. Die Zahl der verwendbaren Ergebnisse wird zusätzlich durch die geforderte Datierungsgenauigkeit stark einge-

schränkt. Da sich Klimaschwankungen, wie oben ausgeführt, sehr kurzfristig auf die Lebensverhältnisse der Menschen auswirken, ist eine möglichst genaue Datierung wirtschaftlicher Veränderungen notwendig.

Die umfangreichsten und am besten datierten Untersuchungen liegen für das Schweizer Neolithikum vor. Da sie erst jüngst in aller Ausführlichkeit beschrieben wurden, kann hier auf eine erneute Darstellung verzichtet werden. Diese Untersuchungen zeigen den erwarteten Zusammenhang zwischen Klima- und Wirtschaftskrisen in einer kaum für möglich gehaltenenen Klarheit (Schibler et al. 1997, 342–344).

6. Die Klimaentwicklung zwischen 1000 und 300 v. Chr.

6.1. C14 und Vulkanismus

C14

Im 1. Jt. v. Chr. fallen besonders zwei Kurvenbereiche auf. Zwischen 830 und 750 sowie zwischen 410 und 350 v. Chr. verläuft die Kurve sehr steil (Stuiver/Becker 1993, 43). Steilstücke in der Kalibrationskurve sind ein empirischer Indikator für niedrige Temperaturen in Europa. Weitere kleine C14-Maxima wurden für die 960er, 890er, 880er und 580er Jahre v. Chr. gemessen, die niedrigsten Werte (d.h. warmes Klima) in den 450er bis 410er Jahren. Die beiden C14-Maxima waren deutlicher ausgeprägt als während der Kältegipfel der «kleinen Eiszeit».

Bei starker Sonnenaktivität ist die C14-Produktionsrate niedrig, bei schwacher Sonnenaktivität steigt sie. Nach Berechnungen von Stuiver et al. (1991, 17) sinkt diese Rate zwischen 1200 und 850 v. Chr. von 0,95 auf 0,77, steigt 800 v. Chr. auf 1,22, sinkt um 450 v. Chr. bis auf 0,68 und erreicht 350 v. Chr. wieder 1,10. Kurz nach 300 v. Chr. sinkt sie wieder auf 0,70 und pendelt sich dann um 0,85 ein. Dies sind die stärksten Schwankungen der letzten 4000 Jahre.

Vulkanismus

In Tabelle 4 sind Daten von Vulkanausbrüchen aufgeführt, die nach Zielinski et al. (1994, 950) zwischen 1100 und 200 v. Chr. liegen, sowie die jeweils gemessene Schwefelsäurekonzentration. Diese kann allerdings nicht direkt mit der Stärke der Abkühlung korreliert werden.

Die klimatischen Auswirkungen einzelner Vulkanausbrüche klingen nach spätestens sieben Jahren wieder ab.

Jahre v. Chr. (ca.)	*H_2SO_4 (pbb)*	*Jahre v. Chr. (ca.)*	*H_2SO_4 (pbb)*
1084	139	611	41
1015	25	585	132
962	35	502	39
864	43	490	26
776	29	476	28
740	30	413	64
737	74	406	81
727	31	365	58
690	35	292	30
674	35	265	26
663	55	256	34
621	44	253	50
618	32	229	38

Tab. 4. Säureschichten im Grönlandeis zwischen 1100 und 200 v. Chr. Nach Zielinski et al. 1994. Zur Genauigkeit der Daten vgl. Kap. 3.3.

Bricht innerhalb dieser Zeit aber ein weiterer Vulkan aus, kann es zu kumulativen Abkühlungseffekten kommen. Zwei oder mehr Säureschichten in maximal sieben Jahren wurden 740/737, 621/618/611, 413/406 und 256/253 v. Chr. gemessen (Abb. 22).

6.2. Gletscherbewegungen im 1. Jt. v. Chr.

Im 1. Jt. v. Chr. stossen überall auf der Nordhalbkugel die Gletscher vor (Karlén 1993; Röthlisberger 1986). In der Schweiz wird dieser Vorstoss als Göschenen I-Kaltphase bezeichnet (Zoller 1977). Seine Stärke entspricht nach Patzelt (1977) ziemlich genau derjenigen in der «Kleinen Eiszeit» des 2. Jt. n. Chr. Patzelt hält auch eine Zwischenerwärmung für möglich, die frühestens 2600 BP (nach 800 v. Chr.) begonnen haben kann. Da neuere Zusammenstellungen fehlen, scheint es angebracht, vor einer Interpretation die erreichbaren Daten aufzulisten.

Daten aus den Zentral- und Westalpen

Wenn sich die Gletscher nach einem Vorstoss wieder zurückziehen, bildet sich in den freigegebenen Flächen ganz allmählich wieder Boden. Deren organische Anteile (Pflanzenreste) können C14-datiert werden. Entsprechendes gilt für Bäume, die in diesen Bereichen wachsen.

1850 n. Chr. hatten die Gletscher der Zentral- und Westalpen ihre neuzeitlichen Höchststände erreicht; letztere

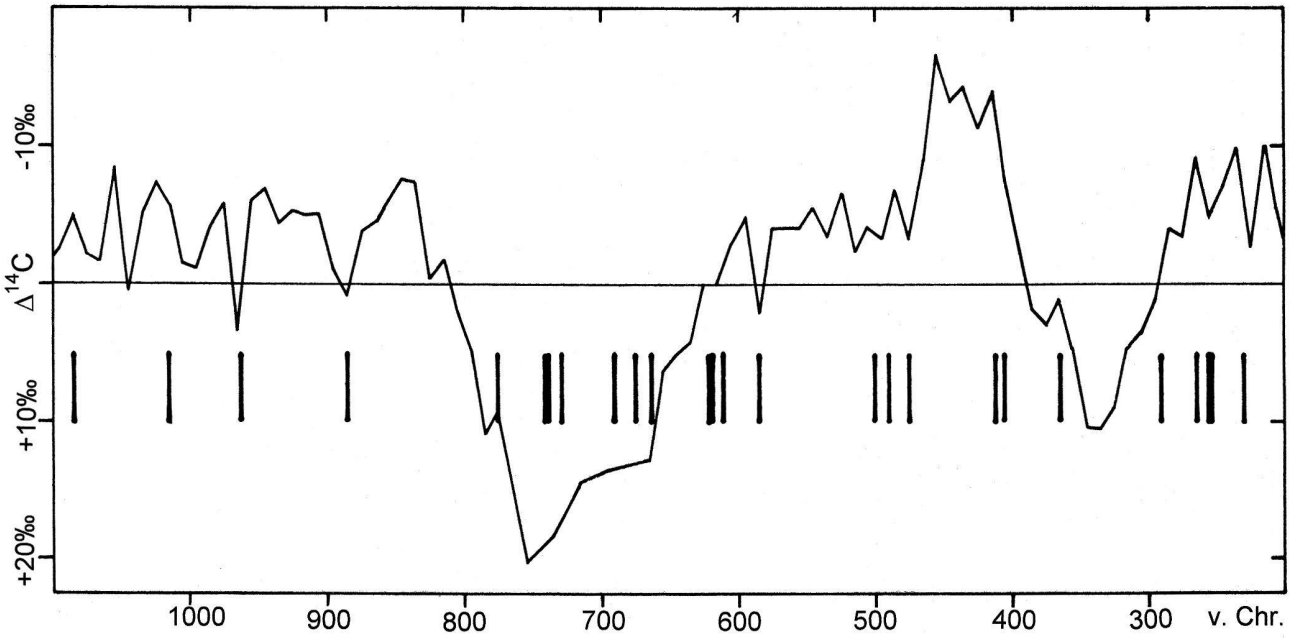


Abb. 22. C14-Kurve (Abstand der Messwerte vom 2300jährigen gleitenden Mittel) und Eiskerndaten als empirische Klimaindikatoren 1100–200 v. Chr. Daten nach Stuiver/Becker 1993; Zielinski et al. 1994.

werden Jahres häufig mit älteren Hochständen verglichen. Als weitere Vergleichsdaten werden die Rückzugsstadien von 1890 und 1920 verwendet.

- Der Steingletscher war vor 2820±130 BP (vor dem 10. Jh. v. Chr.) grösser als 1850.
- Der Rutor-Gletscher stösst am Ende des Subboreals (etwa 2700 BP) bis auf den Stand von 1850 vor (Burga 1993, 344).
- Der Findelengletscher stösst nach 2500 BP (nach ca. 450 v. Chr.) über den Stand von 1850 vor (Röthlisberger et al. 1980, 45).
- Der Glacier de Ferpècle stösst nach 2480 BP (nach ca. 430 v. Chr.) ungefähr auf den Stand von 1890 vor (Röthlisberger et al. 1980, 45).

Bemerkenswert an der Zusammenstellung Tabelle 5 ist die dichte Belegung der 2. Wärmephase. Dies steht im Gegensatz zu älteren Zusammenfassungen der holozänen Klimaentwicklung, da dort meist nur eine Klimaverschlechterung beschrieben wird, die von etwa 900 v. Chr. bis etwa 200 v. Chr. gedauert haben soll. Tatsächlich handelt es sich aber nicht um eine einzige, sondern um zwei klar unterscheidbare Kältephasen, die um 800 und um 400 v. Chr. beginnen.

2920±70	Allalingletscher (VS)	Baum, 138 a, Absterbedat.
2890±65	Aletschgletscher (VS)	Baum, Wuchsbeginn
2770±70	Glacier du Trient (F)	fAh
2750±100	Allalingletscher (VS)	Baum, 529 a, Absterbedat.
2715±70	Findelengletscher (VS)	fAh
Kaltphase um 2650 BP (ca. 800 v.Chr.), Beginn Göschenen I		
2550±80	Aletschgletscher (VS)	Holz
2550±80	Aletschgletscher (VS)	Holz
2545±90	Findelengletscher (VS)	fAh
2510±70	Aletschgletscher (VS)	Holz
2500±75	Mèr de Glace (F)	Holz
2485±75	Glacier l'Argentière (F)	Holz
2485±70	Aletschgletscher (VS)	Holz
2480±75	Mèr de Glace (F)	Holz
2480±70	Glacier de Ferpècle (VS)	fAh
2480±65	Guspisfirn (UR)	fAh
2475±95	(GR)	fAh
2445±65	Aletschgletscher (VS)	Holz
2430±80	Aletschgletscher (VS)	Holz
2400±75	Mèr de Glace (F)	Holz
2385±65	Aletschgletscher (VS)	Holz
2380±70	Aletschgletscher (VS)	fAh
2360±80	Glacier de Ferpècle (VS)	Baum, 150 a, Absterbedat.
2350±70	Aletschgletscher (VS)	Holz
Kaltphase ab 2350 BP (ca. 400 v.Chr.), Göschenen I b		

Tab. 5. C14-Daten von Baumwachstum und Bodenbildungen im Vorfeld westalpiner Gletscher zwischen 3000 und 2300 BP. fAh = fossiler A-Horizont, d.h. Bodenbildung. Nach Holzhauser 1995, Röthlisberger et al. 1980, Wetter 1987. Berücksichtigt wurden nur Daten mit einer Standardabweichung von maximal ±100 Jahren.

6.3. Der Klimasturz um 800 v.Chr.

Um 800 v. Chr. endet die ausgeprägt warm-trockene Phase der Spätbronzezeit. C14 und Grönlandeis lassen den Beginn einer schrittweise stärker werdenden Kalt-

phase um 830, einen ersten Höhepunkt um 775 v. Chr. erwarten. Die kälteste Phase dürfte, nach diesen Indikatoren zu schliessen, zwischen 775 und 725 v. Chr. gelegen haben.

In den Jahrzehnten um 2650 BP ist in ganz Europa der Beginn einer Kaltphase nachzuweisen. Sie wurde zuerst in Pollenprofilen erkannt und als kühles und feuchtes Subatlantikum vom vorangehenden warmen und trockenen Subboreal abgesetzt. Zahlreiche neuere Untersuchungen, die diesen Übergang bestätigen und präzise datieren, sind bei Van Geel (et al. 1996) aufgeführt. Dabei wird deutlich, dass es sich nicht um einen eigentlichen Klimasturz, sondern um eine schrittweise, sich über knapp ein Jahrhundert hinziehende Verschlechterung handelt, die immer wieder durch Erholungsphasen unterbrochen wurde.

Der Beginn der Verschlechterung wird durch einen Seespiegelanstieg markiert, der die Bewohner der Seeufer an den Schweizer Mittellandseen bereits 850 v. Chr. dazu zwang, ihre Siedlungen zu verlegen. Dass es sich dabei nicht um ein isoliertes Ereignis handelt, zeigt die Wachstumsgeschichte ostfriesischer Mooreichen: Aufgrund steigender Wasserspiegel sterben viele von ihnen zwischen 855 und 835 v. Chr. ab oder wachsen zumindest deutlich schlechter (Van Geel et al. 1996).

Die relative Stärke der Verschlechterung wird durch das Alter eines Baumes markiert, der 529 Jahre gelebt hatte und gegen 800 v. Chr. vom Gletscher überfahren wurde. Das Alter dieses Baumes dürfte den Abstand zwischen dem Ende der Löbben- und dem Beginn der Göschenen I-Kaltphase angeben.

6.4. Der Klimasturz um 400 v. Chr.

Während für den «Klimasturz um 800» zahlreiche Untersuchungen vorliegen, da er sowohl den Übergang vom Subboreal ins Subatlantikum als auch den Beginn der Göschener Kaltphase markiert, hat sein Gegenstück der Jahre um 400 kaum Beachtung gefunden. Allenfalls wird es als Ende einer «Zwischenerwärmung» im Verlauf des als kalt eingeschätzten 1. Jt. v. Chr. betrachtet.

Nach Aussage der genannten Klimaindikatoren war es aber in Mitteleuropa vor ca. 400 v. Chr. aussergewöhnlich warm. Diese Warmphase ist durch zahlreiche Daten aus dem Vorfeld von Gletschern gut belegt. Ihr Beginn ist aufgrund des «Hallstatt-Plateaus» in der C14-Kurve nur schwer zu datieren. Das Alter eines Baumes aus dem Vorfeld des Glacier de Ferpècle (VS) belegt eine Dauer von mindestens 150 Jahren.

Kurz vor 400 v. Chr. fand ein fast schlagartiger Übergang zu einer Kaltphase statt. Eine wichtige Ursache für den «Klimasturz» um 400 v. Chr. war anscheinend ein Rückgang der Sonnenaktivität, der nach 420 begonnen haben dürfte. Für die Intensität, mit der die Klimaverschlechterung einsetzte, waren die Auswirkungen von zwei schwefelreichen Vulkanausbrüchen in den Jahren um 413 und 406 v. Chr. verantwortlich.

Die beiden «Klimastürze» unterscheiden sich in ihrem Verlauf voneinander. Bei der um 800 beginnenden Kaltphase handelt es sich um eine schrittweise Verschlechterung, die sich, unterbrochen von mehreren Erholungsphasen, über rund 80 Jahre hinzog. Dagegen war der Beginn der Krise um 400 deutlich akzentuierter. Der Wechsel von der Warm- zur Kaltphase dürfte innerhalb von kaum mehr als 10 Jahren vor sich gegangen sein.

7. Der Klimasturz um 800 v. Chr. und seine Folgen

7.1. Zum Stand der chronologischen Forschung

Während sich das Fundmaterial der späten Bronzezeit in der Schweiz dank der dendrodatierten Siedlungschichten aus Ufersiedlungen genau datieren lässt, liegen für Ha C und Ha D keine vergleichbaren Daten vor. Der Beginn von Ha C wird üblicherweise durch das dendrodatierte Grab von Wehringen bei Augsburg definiert. Der Beginn der Stufe liegt demnach im Bereich 800/780 v. Chr. Ihr Ende ist mit dem Beginn von Ha D um 620 v. Chr. gleichzusetzen.

Ist bei den Grabfunden eine Unterscheidung von Ha C und Ha D möglich, ist dies beim Siedlungsmaterial nicht der Fall. Bedingt durch den Forschungsstand können Siedlungsfunde der Stufen Ha C und Ha D1 in der Schweiz nicht sicher voneinander unterschieden werden. Hier stehen also die Stufen Ha B und Ha D2/3 mit ihrer hohen Datierungsgenauigkeit einer Zeitspanne von rund 300 Jahren zwischen dem Ende der Siedlungen mit Feuchterhaltung (um 850 v. Chr.) und dem Übergang von Ha D1 zu Ha D2 (kaum vor 550 v. Chr.) ohne klare Unterteilungsmöglichkeit gegenüber.

7.2. Siedlungsgeschichte

Das Ende der Feuchtbodensiedlungen

Bei der lange bestehenden Konzentration – speziell der Schweizer Spätbronzezeit-Forschung – auf die Feuchtbodensiedlungen verwundert es nicht, wenn Ruoff und Rychner noch 1986 das Ende der Spätbronzezeit mit demjenigen der Seeufersiedlungen gleichsetzten. Da die Urnenfelderkultur noch in das 8. Jh. hineinreiche, «können wir heute nicht behaupten, dass das endgültige Auflassen der Ufersiedlungen überall gleichzeitig stattge-

funden hat. Einzelne Dörfer können durchaus bis weit ins 9. oder gar ins 8. Jh. hinein weiterbestanden haben». (Ruoff/Rychner 1986, 79). Allerdings gibt es hierfür bisher keinen Beleg, und die Gleichsetzung des Endes von Seeuferbesiedlung und Spätbronzezeit führt in ein Dilemma.

Der Übergang von Hallstatt B (noch Spätbronzezeit) zu Hallstatt C (früheste Eisenzeit) wurde an Grabfunden festgemacht. Ha C ist seit seiner Definition durch P. Reinecke durch das «Hallstattschwert» gekennzeichnet. Demgegenüber war der Typenbestand von Ha B damals noch nicht klar fassbar. Ausgehend von unterschiedlichen Fundgruppen setzten sich zwei Definitionen für die jüngste Bronzezeit durch. Auf der einen Seite stand H. Müller-Karpes Ha B3 mit der Nadel mit kleinem Vasenkopf als Leitform (Müller-Karpe 1959). Er datierte diese Stufe durch cross-dating in die Zeit zwischen 800 und 700 v. Chr. Auf der anderen Seite stand die eben schon genannte Gleichsetzung von Ha B2/3 mit der jüngsten Seeuferbesiedlungsphase, genauer: der jüngsten Phase mit Feuchtbodenerhaltung. Die Verknüpfung dieser beiden Definitionen führte Ruoff und Rychner zu der oben erwähnten Vermutung eines Fortbestands von Seeufersiedlungen bis ins 8. Jh.

Die Beschreibung des jüngsten spätbronzezeitlichen Materials ist immer noch mit einigen Unsicherheiten belastet. Diese resultieren – ohne dass es hier möglich wäre, näher darauf einzugehen – aus vier Problemen:

1. Die Datierung der Stationen ist unter anderem deswegen problematisch, weil immer jüngere, d. h. schwerer zu datierende Hölzer verbaut wurden (Mitt. E. Gross-Klee).
2. Die Zuordnung des Fundmaterials zu den Dendrodaten ist vielfach hypothetisch, da die Kulturschichten erodiert sind.
3. Der Publikationsstand ist wesentlich schlechter als für die mittlere Urnenfelderzeit (Ha A2/B1).
4. Die typologische Entwicklung läuft in den verschiedenen Regionen nicht gleich. Während die Ha B2/3-Formen am Neuenburger See noch stärker in mittelurnenfelderzeitlicher Tradition stehen, tauchen am Bodensee zeitgleich bereits Formen auf, die denjenigen der Hallstattzeit nahe stehen.

Der eben skizzierte Forschungsstand erlaubt folgende Aussagen zur Chronologie: Die sichere Grundlage für eine Datierung der Seeufersiedlungen endet bisher 850, spätestens 813 v. Chr. Im Jahr 850 enden die Datenserien von Unteruhldingen und von Auvernier (Becker et al. 1985). Jüngere Daten liegen nur für Corsier GE und Chindrieux am Lac du Bourget (F) vor. Corsier datiert möglicherweise bis ins Jahr 833 v. Chr. (Billaud/Marguet 1992, 341), und in Chindrieux reicht die Datenserie bis 813 v. Chr. (Billaud et al. 1992, 303). Die Daten aus der Zeit nach 834 v. Chr. stammen hier allerdings nicht aus der Hauptsiedlung, sondern von «cabanes isolées» am landseitigen Rand des vor 834 v. Chr. besiedelten Bereichs. Bisher wurde zudem weder von Corsier noch von Chindrieux Fundmaterial vorgelegt, das mit den Daten aus den 840er bis 810er Jahren v. Chr. verknüpft werden könnte. Eindeutig sind dagegen die Verhältnisse im Schweizer Mittelland und in Süddeutschland: Keine Station hat bisher gesicherte spätbronzezeitliche Dendrodaten aus den Jahrzehnten nach 850 v. Chr. geliefert.

Auf sicherem Grund befindet man sich dagegen inzwischen bei der Datierung des Beginns der Hallstattzeit: Mit dem Grab von Wehringen (Pare 1987) kann er auf 800/775 v. Chr. festgelegt werden (Friedrich/Hennig 1995), die Stufengrenze zwischen Ha B und Ha C musste also gegenüber der Datierung von H. Müller-Karpe (1959) 75–100 Jahre zurückverlegt werden. Dennoch bleibt eine Lücke von mindestens 50 Jahren zwischen dem Ende der Feuchtbodensiedlungen im Schweizer Mittelland und dem Beginn von Ha C. Das Ende der Siedlungen mit Feuchterhaltung ist also beim bisherigen Forschungsstand nicht mit dem Ende von Ha B gleichzusetzen.

Als eine der Forschungssituation angemessene Lösungsmöglichkeit bietet sich für die Schweiz an, tatsächlich das Ende der Seeuferbesiedlung als eine Stufengrenze zu wählen. Das Fundmaterial der jüngsten Phase mit Feuchterhaltung – die, nach den vorliegenden Dendrodaten zu urteilen, um 850 v. Chr. endet – trägt das Sigel Ha B2/3. Daher sei für das noch näher zu definierende spätbronzezeitliche Material aus der Zeit danach die Bezeichnung Ha B4 zur Diskussion gestellt – dieses Ha B4 entspräche dem von Bocquet et al. (1988, 442) für das nach-seeuferzeitliche Material Ostfrankreichs vorgeschlagenen Bronze Final IIIc. Auf jeden Fall gilt es aber zu beachten, dass es sich beim Ende der Schweizer Seeufersiedlungen primär um eine Zäsur in den Erhaltungsbedingungen zu handeln scheint und nicht um einen historischen Wandel. Der Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit und der Beginn von Ha C fallen zeitlich nicht mit dem anscheinend klimaabhängigen Ende der Feuchtbodenerhaltung zusammen.

An diesem Beispiel wird die Rolle des Klimas als Quellenfilter und seine daraus resultierende Rolle bei der Definition archäologischer Kulturen deutlich. Diese Zusammenhänge sollen an anderer Stelle ausführlich dargestellt werden.

Höhensiedlungen im Jura

Zahlreichen Nord- und Westschweizer Höhensiedlungen der spätesten Bronzezeit (Ha B2/3) stehen ähnlich zahlreiche der frühen bis mittleren Hallstattzeit (Ha C/D1) gegenüber. Die meisten unter ihnen liegen im

Jura, einer Region, die gegenüber dem Mittelland und dem Rheintal klimatisch benachteiligt ist. Das Modell einer vom Klima beeinflussten Besiedlung lässt daher erwarten, dass die Besiedlung des Jura im 8. Jh. v. Chr. deutlich geringer war als im 9. Jh. Eine erneute Siedlungsverdichtung ist nicht vor dem spätesten 8. Jh. v. Chr. zu vermuten.

Dennoch wird für einige Höhensiedlungen aufgrund des Fundinventars eine ununterbrochene Besiedlung angenommen. Der gegenwärtige Stand der chronologischen Differenzierung der Siedlungsfunde erlaubt es allerdings nicht, bestimmte Fundkomplexe oder gar Einzelfunde sicher ins 8. Jh. v. Chr. bzw. in die Stufe Ha C zu datieren. Zwei Probleme sind hier zu beachten: Erstens ist die zeitliche Differenzierung der Schweizer Siedlungsfunde zwischen ca. 850 und 550 v. Chr. noch nicht endgültig gelungen. Und zweitens wurden die jüngsten Funde der Seeufersiedlungen bisher häufig als jüngstes spätbronzezeitliches Material angesehen. Dies kann dazu führen, dass Material aus den zwei bis drei Generationen (850 bis 800/780 v. Chr.) zwischen dem Ende der Seeuferbesiedlung und dem Beginn der Hallstattzeit bereits Ha C zugewiesen wird, da es typologisch jünger ist als dasjenige von den Seeufern.

Angesichts dieser chronologischen Probleme ist es aber auch klar, dass sich das Modell einer klimaabhängigen Besiedlung für den spätbronze-/früheisenzeitlichen Schweizer Jura noch nicht überprüfen lässt. Zuerst muss eine zeitliche Differenzierung der Siedlungsfunde aus den 300 Jahren zwischen 850 v. Chr. (Ende der Feuchtbodensiedlungen) und ca. 550 v. Chr. (Beginn von Ha D2/3) vorgenommen werden.

Besiedlungsgeschichte Mittelfrankens

Innerhalb des von M. Hoppe (1986) untersuchten Gebietes, der Region Mittelfranken mit Nürnberg als heutigem Zentrum, fehlen grossflächig Hinterlassenschaften der Stufe Ha C. Die Keuperflächen der mittleren Frankenalb, die den Grossteil seines Untersuchungsgebietes ausmachen, waren zwar während Ha B wie auch während Ha D besiedelt, demgegenüber fehlen jedoch Ha C-Funde. «Mit dem Fehlen von Ha C-Nachbestattungen sowie überhaupt dem nahezu völligen Ausbleiben Ha C-zeitlicher Gräber im Keupergebiet Frankens, wo jedoch Grab-, Hort- und Siedlungsfunde der späten Urnenfelderzeit vorhanden sind, kann ein Weiterleben Ha B-zeitlicher-Gruppen in diesem Raum vermutet werden, da kaum anzunehmen ist, dass das Gebiet plötzlich unbesiedelt ist. Damit wäre zwangsläufig ein Kontakt zwischen der späten Urnenfelderzeit und der Phase Ha D hergestellt …» (Hoppe 1986, 87; Abb. 23).

Zur Erklärung zog Hoppe das Modell von W. Torbrügge (1979, 203f.) heran. Dieser hatte Ha C als besonderes (männliches) Ausstattungsmuster beschrieben, das teilweise neben Ha B und teilweise neben einem direkt auf Ha B folgenden Ha D existierte (Abb. 24). Bedeutete die Anwendung dieses Modells auf die Siedlungsgeschichte Mittelfrankens noch 1986 lediglich die «Überbrückung» von 80 bis 100 Jahren, so ist inzwischen klar, dass Ha C 180 Jahre gedauert haben kann. Während dieser Zeit scheinen die mittelfränkischen Keupergebiete unbesiedelt gewesen zu sein.

Des Rätsels Lösung könnte in der Klimageschichte zu suchen sein. Die siedlungsgünstigen Täler und Becken wurden während des 10.–5. Jh. v. Chr. durchgehend besiedelt. Dagegen wurden die weniger ackerbaugünstigen Keuperflächen während Ha C verlassen und erst im Verlauf der Warmphase in Ha D wieder von Bauern besiedelt.

Westliches Sachsen

Im Einzugsgebiet der Mulde, einem sächsischen Nebenfluss der Elbe, liegen verbreitet staunasse Böden. Sie eignen sich nur während warmer und trockener Phasen für den Ackerbau. Tatsächlich waren diese Böden während der urnenfelderzeitlichen Warmphase (Ha A und Ha B) sehr dicht besiedelt. Peschel (1992) nennt aus dem gesamten Untersuchungsgebiet Funde von 542 modernen Gemarkungen, wovon zahlreiche mehrere Fundstellen aufweisen. Dagegen sind für Ha C und D1 nur insgesamt 92 Fundstellen bekannt. Sie konzentrieren sich auf das klimagünstige Haupttal der Elbe (Abb. 25).

Zusammenfassung

Um 850 v. Chr. erzwang das Klima in der Schweiz und in Süddeutschland eine Höherverlegung der Seeufersiedlungen. Dieses Ende der Feuchtbodensiedlungen (im Sinne von: Siedlungen mit Feuchterhaltung) um 850 v. Chr. ist aber nicht mit dem Ende der Spätbronzezeit ca. 800/775 v. Chr. gleichzusetzen.

Während der mitteleuropäischen Bronze- und Eisenzeit scheinen verschiedene Regionen zeitweise unbewohnt, bzw. nur als Weide- und Jagdgebiet genutzt worden zu sein. Dabei handelt es sich meist um höher gelegene Räume mit wenig ertragreichen und schwer zu beackernden Böden. Derartige Gebiete finden sich verbreitet im Raum des Mittelgebirges in Deutschland. Als Beispiele seien neben Mittelfranken und dem Einzugsgebiet der Mulde weite Flächen Südbayerns (Kossack 1959, Uenze 1974) und das hessische Bergland genannt, das erst während Hallstatt D aufgesiedelt wurde (Kubach

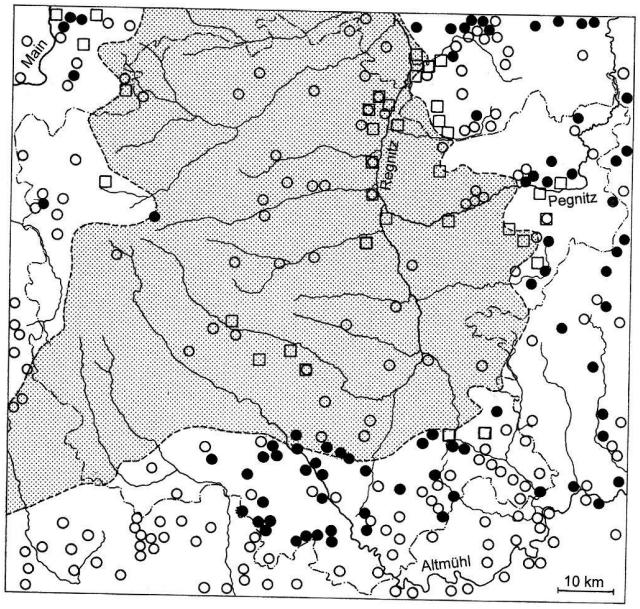


Abb. 23. Fundstellen der Stufen Ha B, C und D in Mittelfranken. Im Bereich des Zusammenflusses von Regnitz und Pegnitz liegt Nürnberg. Quadrate: Ha B; ausgefüllte Kreise: Ha C; unausgefüllte Kreise: Ha D und undatierte Hügel, gerastert: Keuperflächen. Während Ha B und Ha D (Warmphasen) waren die Keuperflächen besiedelt, während Ha C dagegen anscheinend nicht. Nach Hoppe 1986, verändert.

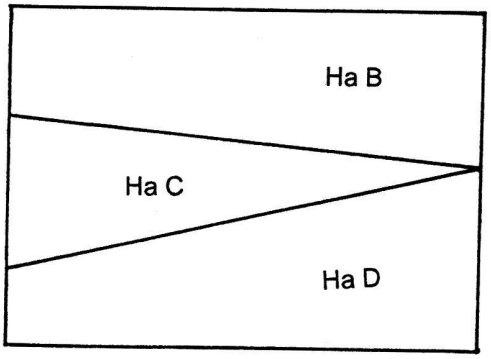


Abb. 24. Torbrügges «Dreiecksmodell» des chronologischen Verhältnisses von Ha B, C und D zueinander. Nach Reichenberger 1996, verändert.

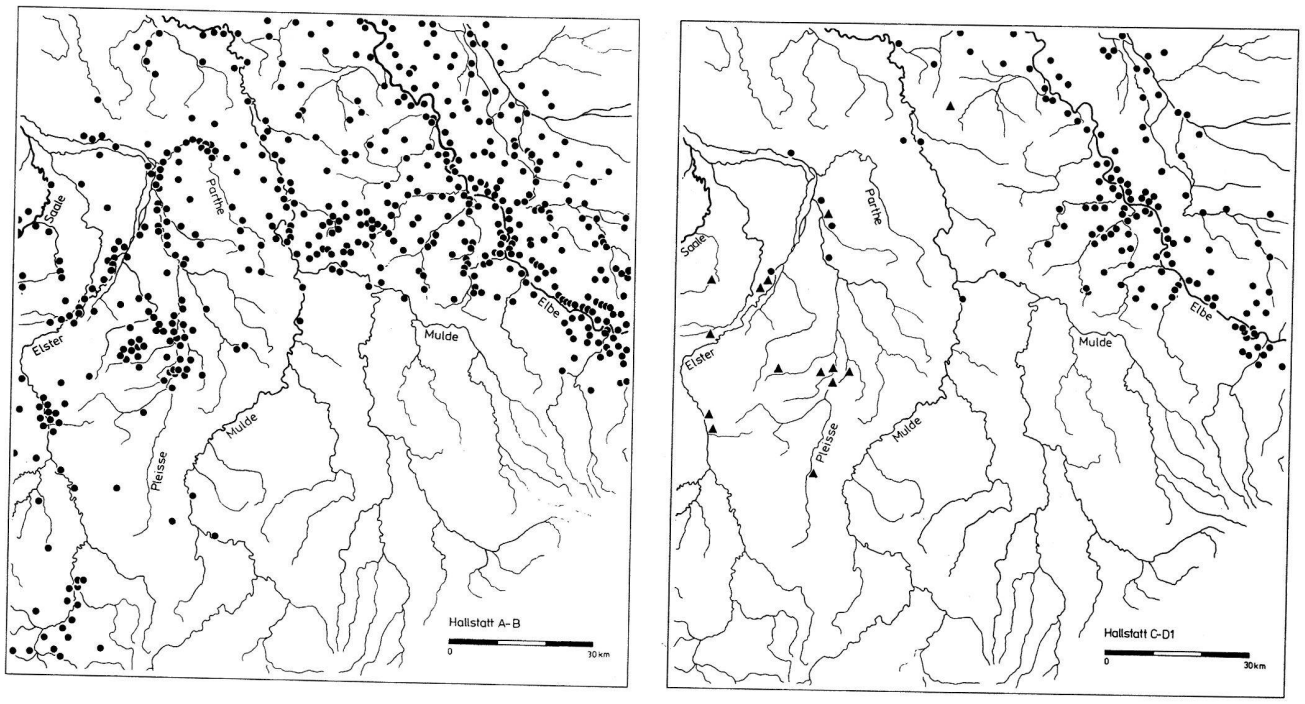


Abb. 25. Fundstellen der Stufen Ha A und B (links) sowie Ha C und D1 (rechts) in Sachsen. Nach Peschel 1992.

1995). Dagegen sind für den Schweizer Jura aufgrund des Forschungsstandes noch keine definitiven Aussagen möglich.

In vielen höhergelegenen Regionen sind Hinterlassenschaften aus der Kaltphase des 8. Jh. v. Chr. und der folgenden Jahrzehnte bis Jahrhunderte selten. Das daraus resultierende Missverhältnis zwischen Ha B, Ha C und Ha D wurde bisher teilweise mit Torbrügges Dreiecks-Modell (Abb. 24) erklärt. Die Berücksichtigung der Klimageschichte und ihrer Einflüsse auf das bäuerliche Siedlungsverhalten eröffnet hier neue Erklärungsmöglichkeiten.

8. Der Klimasturz um 400 v. Chr. – Auslöser der Keltischen Wanderungen?

8.1. Die Klimakrise um 400 v.Chr.

Eine Vorstellung davon, wie sich der Klimasturz um 400 v. Chr. auf die Bevölkerung ausgewirkt haben könnte, gibt 1816, das «Jahr ohne Sommer». 1816 war die stärkste klimatische Krise der letzten 500 Jahre (s. Kap. 4.3.). Die verfügbaren Indizien sprechen dafür, dass die Klimaverschlechterung um 400 v. Chr. sogar noch stärker ausfiel als diejenige von 1816 n. Chr. (Abb. 26).

Die Folgen einer solchen Krise dürften in der Eisenzeit aus drei Gründen schlimmer gewesen sein als in der Neuzeit:

1. Die vorangehende klimagünstige Phase, während der sich die Menschen an kontinuierlich hohe Erträge gewöhnt hatten, war im 5. Jh. v. Chr. um ein Vielfaches länger als vor 1816 n. Chr.
2. Die nachfolgende ungünstige Phase dauerte im 4. Jh. v. Chr. erheblich länger und war stärker ausgeprägt als im 19. Jh. n. Chr.
3. In der Eisenzeit waren die Überbrückungsmechanismen, wie Vorratshaltung und Fernhandel mit Grundnahrungsmitteln, mit Sicherheit sehr viel weniger entwickelt als im 19. Jh.

Soll das Modell einer klima-abhängigen Besiedlung bestätigt werden, so muss die Klimaverschlechterung um 400 v. Chr. archäologisch bzw. historisch nachweisbare Folgen gehabt haben:

- *Besiedlungsentwicklung:* Die Besiedlung muss, zumindest regional, im 5. Jh. dichter gewesen sein und höhere Lagen erreicht haben als im 4. Jh.
- *Wirtschaftliche Entwicklung:* Für das 5. Jh. ist ein grösserer wirtschaftlicher Wohlstand und eine intensivere Landnutzung anzunehmen als für das 4. Jh.
- *Wanderungen:* Ein Teil der historisch überlieferten Keltischen Wanderungen muss um 400 v. Chr. stattgefunden haben und zwar nicht als Raubzug beutesuchender Kriegergruppen, sondern als Auswanderung landsuchender Verbände.

8.2. Archäologische und historische Quellen

Bereits in der Spätbronzezeit und stärker noch in der frühen Eisenzeit bestanden intensive Kontakte über die Alpen hinweg. Eine historisch fassbare keltische Einwanderung datiert aber erst in die Jahrzehnte nach 400 v. Chr. Kelten von jenseits der Alpen eroberten in den 390er/380er Jahren v. Chr. weite Teil der Poebene. Da vor allem der Südosten teilweise von Etruskern besiedelt war, liegen (spärliche) schriftliche Berichte darüber vor. 387/386 v. Chr. plünderten die Kelten Rom (Wernicke 1991).

Die Datierung dieser Wanderungen deckt sich mit der zu vermutenden Klima- und Wirtschaftskrise um 400 v. Chr. nordwestlich der Alpen. Eine solche Krise ist ein typischer Grund für Auswanderungen. Die schriftlichen Quellen nennen Landmangel, Überbevölkerung und innere Streitigkeiten. Das sind typische Merkmale einer plötzlichen Ressourcenverknappung, wie sie in der Folge einer Klimaverschlechterung auftreten kann. Die Kelten, die kurz nach 400 v. Chr. in Italien auftauchten, waren also wohl – um es mit einem modernen Begriff zu belegen – «Umweltflüchtlinge».

Zur Chronologie von La Tène A und B

«Ein mit naturwissenschaftlichen Methoden gewonnenes Datum würde ... zumindest ein wichtiger Eckpfeiler in dem bisherigen Datierungspoker sein.» (Kimmig 1988, 280)

Die relative Chronologie der Späthallstatt- und der Latènezeit beruht im wesentlichen auf einer Typochronologie von Fibeln, die anhand von Fundvergesellschaftungen erstellt wurde. Nach jahrzehntelangen Auseinandersetzungen wird inzwischen eine zeitliche Abfolge von Ha D3 über LT A zu LT B allgemein akzeptiert.

Die absolute Chronologie der späten Hallstatt- und der Latènezeit orientiert sich weitestgehend an Importfunden aus dem Mittelmeerraum (Dehn/Frey 1962; 1979). Die sichersten Datierungen erlaubt bemalte griechische Keramik. Die neueste Zusammenstellung zeigt, dass der zeitliche Schwerpunkt der hallstattzeitlichen Importe zwischen 540 und 500, derjenige der latènezeitlichen zwischen 475 und 425 v. Chr. liegt (Katalog Würzburg 1995; vgl. Böhl 1988, Shefton 1989, 1995).

Für die Datierung der einheimischen Funde scheinen die «Laufzeiten» der Importe zwischen Herstellung und

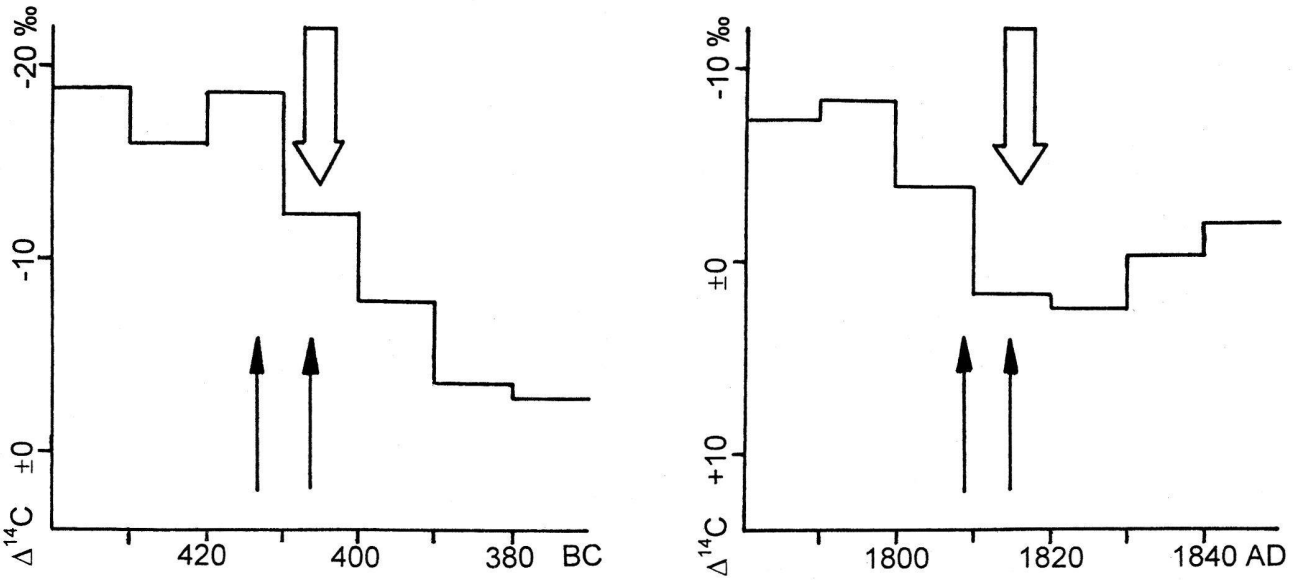


Abb. 26. Entwicklung der C14-Werte (getreppte Linie) und Vulkanausbrüche (kleine Pfeile). Die Daten des Krisenjahrs 1816 n. Chr. und des vermuteten Krisenjahrs 405 v. Chr. sind mit grossen Pfeilen markiert. Daten nach Stuiver/Becker 1993; Zielinski et al. 1994.

Einsedimentierung keine nennenswerte Rolle zu spielen. Dafür sprechen einerseits die zeitliche Geschlossenheit der Funde aus hallstattzeitlichen Siedlungen, andererseits die eindeutigen Unterschiede zwischen hallstatt- und frühlatènezeitlichen Importen sowie die Übereinstimmung zwischen Dendro- und Import-Daten auf der Heuneburg.

Der Beginn von LT A

Im Rahmen seiner leider nie vollständig veröffentlichten Habilitationsarbeit untersuchte J. Driehaus die Datierung der frühlatènezeitlichen Importfunde nördlich der Alpen. Er kam zu dem Ergebnis, dass die Importbronzen aus den Gräbern von Dürkheim und Weiskirchen II, aber auch Schwarzenbach I und II sowie Weiskirchen I «insgesamt vor 480, vermutlich um 500» hergestellt wurden (Driehaus 1972, 324).

Stand dies vor über 20 Jahren noch in deutlichem Widerspruch zur damals gängigen Datierung des Endes der Hallstattzeit, so beginnt sich diese Diskrepanz nun unter dem Eindruck der Dendrodaten aufzulösen. Für die Heuneburg, die in der Diskussion um den Übergang von Hallstatt zu Latène eine Schlüsselstellung einnimmt, liegt inzwischen ein Dendrodatum vor, das diesen Ansatz bestätigt: Die Phase Ia, jüngste von 14 Bauphasen, datiert mit grosser Wahrscheinlichkeit zwischen 530 und 510 v. Chr. (520±10; Friedrich 1996). Importkeramik und Dendrodatum sprechen dafür, dass das Ende der Heuneburg – und damit wohl auch der Beginn von LT A – um oder kurz nach 500 v.Chr. gelegen hat.

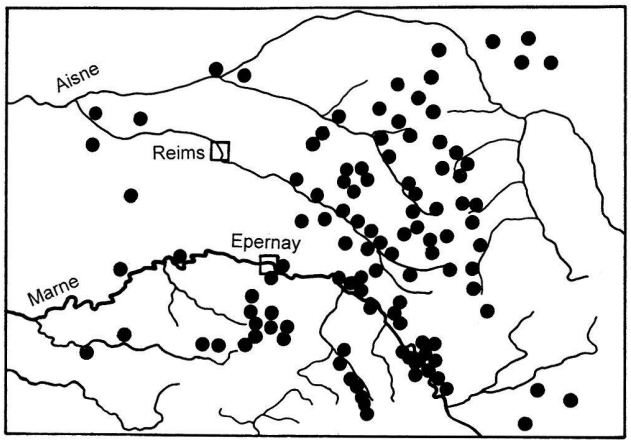
Das Ende von LT A

Da für das 5. Jh. aus Etrurien keine geschlossenen Funde vorliegen, können die Importbronzen aus dieser Region nur relativ ungenau datiert werden (Dehn/Frey 1962, 204; 1979). Meist werden Daten um die Mitte des Jahrhunderts genannt. Gut datierbar ist auch in der Frühlatènezeit wiederum nur die bemalte griechische Keramik. Sie fand sich in Gräbern wie Somme-Bionne, dem Kleinaspergle und Hallein sowie in Siedlungen wie Salins (Dehn/Frey 1962; 1979), Yverdon (Kaenel 1984) oder Hochdorf (Shefton 1995; Katalog Würzburg 1995). Die jüngsten Importe stammen aus der Siedlung von Hochdorf (Biel 1993) und aus den Gräbern von Hallein und Somme-Bionne in der Champagne. Sie wurden um 430/20 v. Chr. hergestellt (Dehn/Frey 1962; 1979; Shefton 1989; 1995). Das Ende von LT A muss also nach 425 v. Chr. gesucht werden.

Die Datierung von LT B

Den zahlreichen LT A-Importfunden steht aus Latène B als einziger südlicher Importfund der Eimer von Waldalgesheim gegenüber. Seine Herstellung wird zwischen 380/70 und 340/30 v. Chr. datiert (Zahlhaas 1971; Joachim 1995). Auch LT B-Typen in Oberitalien können nicht genauer als ins 4. Jh. v. Chr. datiert werden.

Aus dem Jahr 229 v. Chr. stammt ein Schild aus dem Neuenburgersee, dessen Schildbuckel typologisch LT C1 zugewiesen wird. LT B muss also nach ca. 425 v. Chr. begonnen und vor 229 v. Chr. geendet haben. Im allgemeinen wird ein Beginn von LT B um 400/380 v. Chr. und ein Ende um 280/60 angenommen (Dehn/Frey 1962; 1979; Kaenel 1990).



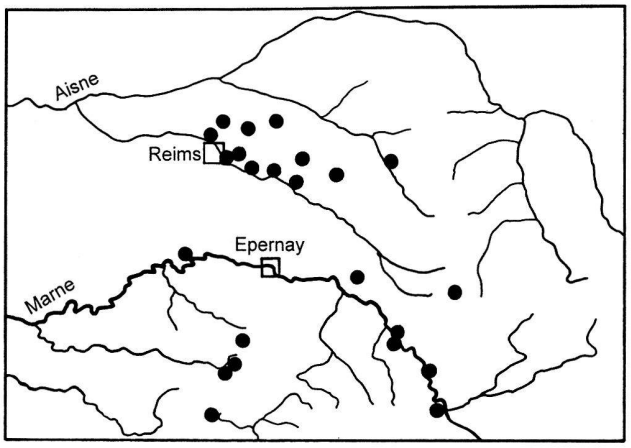


Abb. 27. Gräberfelder der Stufe LT A (links) und der Stufe LT B1 (rechts) in der Champagne. Nach Bretz-Mahler 1972, verändert.

Chronologie der Siedlungsfunde

Zwar ist eine Unterscheidung der Späthallstatt- (Ha D2/3) von den Frühlatène- (LT A/B) Siedlungsfunden am südlichen Oberrhein möglich (Röder 1995), bisher konnte aber noch keine eigentliche LT B-Siedlungskeramik definiert werden.

Die absolutchronologische Einordnung des Übergangs zwischen früh- (LT A/B) und mittellatènezeitlichen (LT C) Siedlungen ist noch nicht gelungen, da bislang kaum naturwissenschaftlich gewonnene Altersbestimmungen oder Importdaten vorliegen. Dendrodaten, die mit Fundmaterial verknüpfbar wären, liegen aus dem engeren Bereich der Frühlatènekultur nicht vor. Die wenigen Importdaten aus Siedlungen liegen vor 400 v. Chr.

8.3. Besiedlungsentwicklung

«Es ist längst bekannt, dass bei Gemengelage von (La Tène) A und B das erstere die Höhen, das letztere die Flusstäler bevorzugt.» (Kahrstedt 1939, 403)

Die Besiedlungsentwicklung in den verschiedenen Regionen von Ostfrankreich bis Bayern kann im folgenden nur skizziert werden. Erst detaillierte typochronologische Untersuchungen der verschiedenen Regionen würden es erlauben, hier klarere Aussagen zu treffen. Um die These eines Besiedlungsrückgangs im südwestlichen Mitteleuropa in den Jahren um 400 v. Chr. im Detail überprüfen zu können, wäre ein besserer Forschungsstand als der heutige vonnöten.

Manko 1: Die Chronologie der Siedlungsfunde ist noch nicht befriedigend geklärt. Eine Differenzierung in LT A, LT B1 und LT B2 muss also anhand der Grabfunde erfolgen.

Manko 2: Die datierbaren Gräber werden, obwohl die Fibel- und Ringtypologie die Möglichkeit dazu bieten, häufig nicht nach LT A, LT B1 und LT B2 unterschieden, sondern pauschal unter der Bezeichnung «Frühlatènezeit» zusammengefasst.

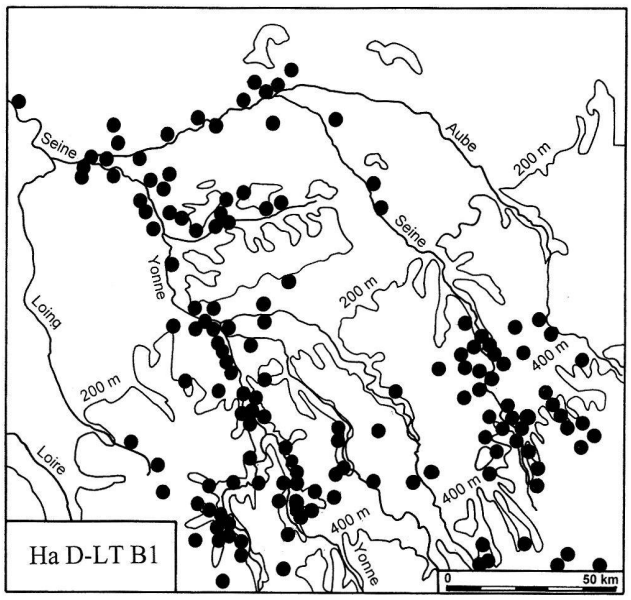
Champagne

In nennenswertem Umfang werden Siedlungen in dieser Region erst seit Beginn der 80er Jahre ergraben. So muss die Entwicklung anhand der Gräber nachgezeichnet werden.

An der Wende von 5. zum 4. Jh. v. Chr. ist nach Charpy (1991, 245) eine fast vollständige Entvölkerung der Champagne festzustellen. Nur die Gräberfelder rund um Reims wurden vom 5. bis ins 3. Jh. kontinuierlich belegt. Dagegen sind die Gebiete südlich der Marne und das Aisne-Tal zu Beginn der Latènezeit dicht besiedelt und werden Ende des 5./Anfang des 4. Jh. v. Chr. vollständig verlassen. Die Entvölkerung an der Wende vom 5. zum 4. Jh. wird durch die Kartierung von Bretz-Mahler (1972; Abb. 27) illustriert. Für die Stufe Latène I a (= LT A) kann sie in der Champagne 107 «principaux sites» kartieren, für Latène I b (= LT B1) dagegen nur noch 22.

Oberes Seine-Gebiet

Aus den Phasen Ha D1 bis LT B1 sind insgesamt 142 Grab- und Siedlungsfundstellen bekannt. Die meisten unter ihnen datieren in die Stufen Ha D2/3 und LT A. Aus der anschliessenden Phase, in der L. Baray die Stufen LT B2 bis LT D zusammenfasst, sind nur 57 Grab- und Sied-



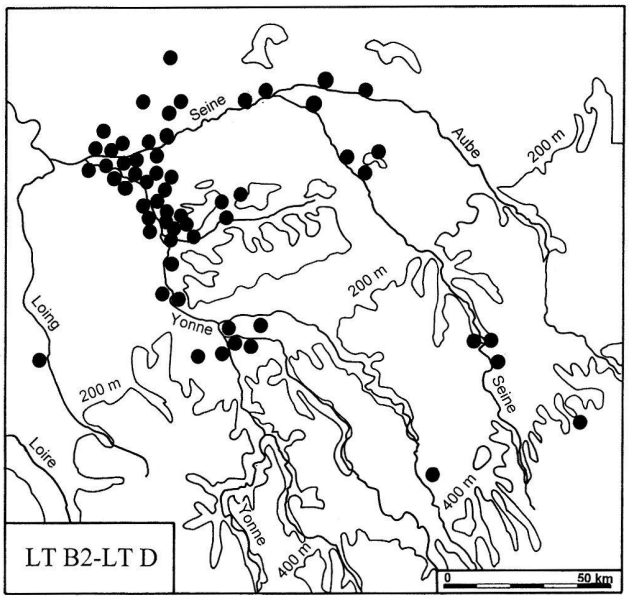


Abb. 28. Verbreitung der Gräber und Siedlungsstellen der Stufen Ha D bis LT B1 (links) und LT B2 bis LT D (rechts) im Einzugsgebiet von Seine und Yonne. Nach Baray 1994, verändert.

lungsstellen bekannt (Baray 1994, 200). Damit unterscheiden sich diese beiden Zeitabschnitte in der durchschnittlichen Zahl der Fundstellen pro Jahrhundert nur unwesentlich.

Trotz der ungenügenden zeitlichen Differenzierung der Fundstellen entwickelt sich die Verteilung der Siedlungen und Gräber in der aufgrund der klimatischen Entwicklung erwarteten Weise (Abb. 28): Die Fundstellen der Stufen Ha D bis LT B1 verteilen sich über das gesamte Gebiet. Demgegenüber konzentrieren sich die Fundplätze ab der Stufe LT B2 in den Flusstälern. Mit wenigen Ausnahmen liegen sie unterhalb einer Meereshöhe von 200 m.

Westschweiz

Aus dem westlichen Schweizer Mittelland nennt G. Kaenel LT A-Gräber von 25 und LT B1-Gräber von 16 verschiedenen Orten (Kaenel 1990, 347f.). Da Ortskontinuität nur an drei verkehrsgünstig gelegenen Plätzen belegt werden kann und sich regionale Verschiebungen andeuten, geht er von einer Zäsur zwischen LT A und LT B1 aus (Abb. 29). Als Ursache sieht er die historisch überlieferte Wanderung von Kelten nach Italien an.

Südlicher Oberrhein

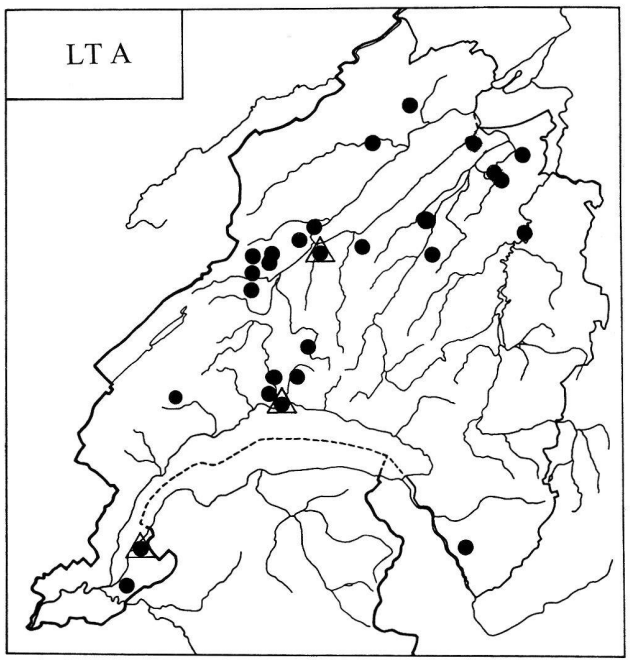
Wie oben (Kap. 5.1.) angedeutet, lässt sich das Modell einer klimaabhängigen Ausdehnung der besiedelten Gebiete nur begrenzt auf den Oberrheingraben als Ganzes anwenden, da hier die für eine agrarische Nutzung optimalen Lössgebiete übergangslos an die ungünstigen Grundgebirgsflächen von Vogesen und Schwarzwald angrenzen. Daher ist allenfalls mit einem zahlenmässigen Rückgang der Fundstellen zu rechnen.

B. Röder (1995) zählt aus dem südlichen Oberrheingebiet 60 Frühlatènesiedlungen auf. Was den Übergang zu mittleren Latènezeit betrifft, schreibt sie: «Allen Siedlungsformen – kleine und mittlere ländliche Siedlungen, befestigte Höhensiedlungen mit urbanen Zügen, ‹Weideposten› auf Bergrücken und Höhle oder Abri – ist gemeinsam, dass keine bis in die Mittellatènezeit hinein Bestand hatte.»

Durch Neufunde liegt die Gesamtzahl der frühlatènezeitlichen (LT A/B) Fundstellen (Siedlungen und Gräber) bei ca. 200. Dem stehen lediglich etwa 20 mittellatènezeitliche (LT C) Gräber und fünf Siedlungen gegenüber (Röder 1995, 156).

Neckarland

Einen Eindruck der Fundstellendichte gibt Biels Kartierung (1988, 209). Aus dem nördlichen Vorland von Stuttgart zählt er 33 Grabhügel und 75 Siedlungsstellen der Späthallstatt- und der Frühlatènezeit auf. Zur Mittel-



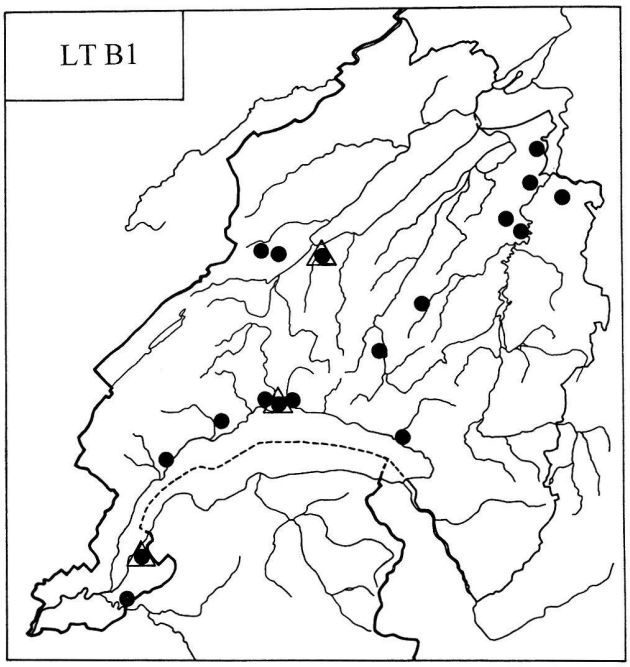


Abb. 29. Gräber der Stufe LT A (links) und der Stufe LT B1 (rechts) aus der Westschweiz. Dreiecke: Orte mit Belegungskontinuität LT A–LT B. Nach Kaenel 1990, verändert.

latènezeit hin ist ein fast vollständiger Abbruch der Siedlungen zu erkennen. Ähnlich sieht es bei den Gräbern aus: F. Klein (1988, 219) kartierte im württembergischen Neckarland insgesamt rund 80 gesicherte Frühlatène-Bestattungsplätze (LT A/B; Abb. 30). Für die Mittellatènezeit (LT C) kennt er (1988, 225) im selben Gebiet nicht mehr als neun Gräber bzw. Gräberfelder.

Die Besiedlungsentwicklung des 5. und 4. Jh. v. Chr. im Überblick

Fundierte Aussagen zur Entwicklung des frühlatènezeitlichen Siedlungswesens in Südwestdeutschland, in der Schweiz und in Ostfrankreich sind beim derzeitigen Forschungsstand kaum möglich. Die Siedlungsforschung steckt noch in den Kinderschuhen. Gesichert ist bisher folgendes:

- Die import- und die dendrodatierten Siedlungen enden vor 400 v. Chr.
- Die import- und dendrodatierten «Fürstengräber» enden, mit einer einzigen Ausnahme, vor 400 v. Chr.
- Es besteht keine Siedlungskontinuität zwischen der Früh- und der Mittellatènezeit.
- Einzig für die schwer datierbaren einfachen Siedlungen kann, wohl aufgrund des Forschungsstandes, bisher kein Beleg für einen Rückgang um 400 v. Chr. beigebracht werden. Ein solcher Abbruch ist aber in Analogie zu sämtlichen genauer datierbaren Siedlungen und Gräbern durchaus wahrscheinlich.

Die Reduktion der dicht besiedelten Gebiete auf tieferliegende Zonen spricht für einen Rückgang des Ackerbaus, der durch eine Klimaverschlechterung erzwungen worden sein dürfte. Die einzige Klimakrise, die in Frage kommt, datiert um 400 v. Chr.

8.4. Wirtschaftliche Entwicklung

Landnutzung

Archäozoologie

Die Ergebnisse der wenigen bisher verfügbaren Tierknochenuntersuchungen weisen auf eine intensive Landnutzung hin (Tab. 6). Schaf/Ziegen-Anteile von rund 30 bis 40% für Südwestdeutschland und Ostfrankreich sind im Vergleich zu den meisten anderen prähistorischen und historischen Perioden aussergewöhnlich hohe Werte. Sie weisen auf eine im Umkreis der Siedlungen intensiv genutzte Landschaft hin. Für eine offene Landschaft spricht auch der hohe Anteil der Hasenknochen in Rosheim und Hochdorf hin. Ihr Anteil an den bestimmbaren Knochen beträgt rund 10% der gesamten und 90% der Wildtier-Knochen.

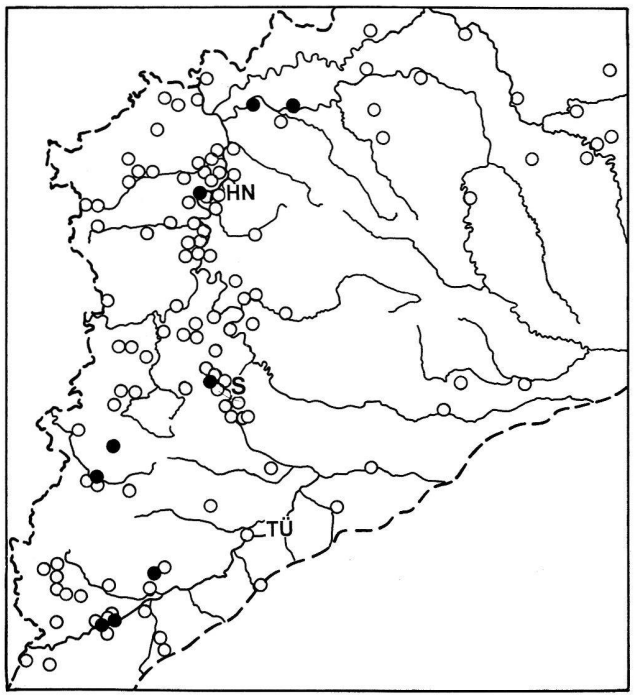


Abb. 30. Gräber der Frühlatènezeit (Kreise) und der Mittellatènezeit (Punkte) im Neckarland. HN = Heilbronn, S = Stuttgart, TÜ = Tübingen. Nach Klein 1988, verändert.

Archäobotanik

Die dominierenden Getreidearten im Neckarraum sind Spelzgerste und Dinkel, gebietsweise auch die Rispenhirse. Stika (1995, 84) schlägt als mögliche Erklärung eine intensive Bodennutzung vor, die zu einer Abnahme der Bodenfruchtbarkeit führte. Spelzgerste, Dinkel und Rispenhirse stellen geringere Ansprüche als Nacktweizenarten. Die starke Erhöhung des Bohnen- und Erbsenanteils deutet möglicherweise auf einen gezielten Einsatz von Gründüngung hin. Die Kenntnis dieses Verfahrens wird bereits für das Neolithikum in Betracht gezogen (Jacomet et al. 1989).

Da die Anzahl Belege für Grünland ab der späten Hallstattzeit stark ansteigt, ist die mehrfach geäusserte Annahme einer Aufstallung des Viehs nach Ansicht von Stika nicht von der Hand zu weisen. Das Vieh wurde möglicherweise u.a. mit Heu und Laubheu gefüttert. Auch diese Art der Fütterung scheint bereits im Neolithikum bekannt gewesen zu sein (Schibler et al. 1997). Dabei wurden die Auenbereiche der Flüsse in die Viehwirtschaft mit einbezogen (Stika 1995, 87). Solche Wirtschaftsflächen fallen bei einer Klimaverschlechterung aufgrund der zunehmenden Hochwasser als erste aus (Pfister 1988a); Überschwemmungen können ihrerseits zu deutlichen Einschnitten bei der Versorgung der Bevölkerung mit tierischem Eiweiss führen.

	Schwein	*Rind*	*Schaf/Ziege*	*Pferd*	*Hund*
Rosheim	16,3	30,8	42,6	0	10,3
Mengen	33,9	21,2	35,8	7,1	2,0
Breisach	39,1	31,6	28,1	0,6	0,6
Tagnon	29,8	23,3	32,1	7,0	7,9

Tab. 6. Anteil der Tierarten in verschiedenen frühlatènezeitlichen Stationen. 100% = Gesamtzahl der Haustierknochen. Nach Méniel 1993, 136.

Handel

Der «Südimport» – Bronzegefässe, Öl, Wein und Zubehör (Kannen, Trinkschalen etc.), aber auch archäologisch nur selten nachweisbare Güter wie roter Farbstoff oder Feigen (Stika 1995, 87) – nahm in der spätesten Hallstattzeit (Ha D2/3) stark zu. Wein, Öl und Feigen wurden zwischen Bourges, Lyon und der oberen Donau konsumiert. In LT A lag der Schwerpunkt der Importe in der Hunsrück-Eifel-Region und der Champagne. Der Importstrom versiegte vor oder mit dem Beginn des 4. Jh. v. Chr. fast vollständig.

Vor dem Hintergrund der klimatischen Entwicklung ist es denkbar, dass während der Gunstphasen des 6. und 5. Jh. v. Chr. beträchtliche landwirtschaftliche Überschüsse erwirtschaftet werden konnten. Den darauf begründeten Wohlstand scheint eine Oberschicht abgeschöpft zu haben, die sich durch die Übernahme mediterraner Attribute und reiche Gräber, teilweise unter riesigen Hügeln, von der übrigen Bevölkerung absetzte. Dagegen erlaubte anscheinend die Ungunstphase des 4. Jh. nur wenig mehr als die Sicherung der eigenen Subsistenz. Teure Importe und Grossgrabhügel verschwanden.

8.5. Der Klimasturz um 400 v. Chr.: Fazit

Klimaentwicklung: Eine über 150 Jahre dauerende Warmphase ist für das 6./5. Jh. v. Chr. gut belegbar. Diese Gunstphase wurde durch eine Klimakrise beendet, die, nach Aussage der verfügbaren Indikatoren, mindestens so starke Auswirkungen wie diejenige von 1816 n. Chr. gehabt haben dürfte.

Historische Überlieferung: Für die Jahrzehnte nach 400 v. Chr. sind Wanderungen landsuchender Gruppen aus Mitteleuropa nach Italien belegt. Die Klimageschichte bietet eine mögliche Erklärung dafür.

Wirtschaftliche Entwicklung: Für das 5. Jh. ist eine vom Klima begünstigte intensive Landnutzung sowie der wohl darauf begründete Reichtum einer Oberschicht nachweisbar. Diese Phase des Wohlstands endete, soweit datierbar, vor 400 v. Chr.

Globale Entwicklung: Um 410 v. Chr. liegt ein signifikantes Maximum global synchroner Kulturveränderungen (s. Kap. 9). Global synchrone Entwicklungen können kaum anders als klimatisch begründet sein.

Archäologisches Fundbild: Die bisher verfügbaren archäologischen Daten stehen nicht in Widerspruch zu der These einschneidender, klimabedingter Veränderungen um 400 v. Chr. nordwestlich der Alpen, doch liegen bisher nicht genügend absolut datierte Fundkomplexe und detaillierte Regionaluntersuchungen vor, um hier gesicherte Aussagen machen zu können.

Die endgültige Beantwortung der Frage, ob die Veränderungen des Fundbilds zwischen Früh- und Mittellatènezeit durch die Krise um 400 v. Chr. ausgelöst wurde, muss daher zukünftigen Forschungen vorbehalten bleiben. Neben der Erstellung detaillierter Typochronologien können präzise C14-Datierungen wesentlich weiterhelfen. Zwischen 750 und 410 v. Chr. weist die C14-Kurve ein Plateau auf. Es ist daher unmöglich, Ha D- von LT A-Fundkomplexen mit Hilfe von C14-Daten zu trennen. Dagegen könnten Funde des 5. leicht von solchen des 4. Jh. v. Chr. unterschieden werden, da die Kurve zwischen 410 und 370 v. Chr. extrem steil verläuft. Kaum eine andere Stelle auf der C14-Kurve erlaubt so klare Unterscheidungen.

9. Global synchrone Kulturveränderungen

Treffen die Hypothesen zu, nach denen die klimatischen Veränderungen in Mitteleuropa Teile globaler Klimaschwankungen sind und Klimaänderungen Kulturwandel bzw. Veränderungen im archäologischen Fundbild auslösen können, so müssten sie sich zumindest in einigen Fällen zeitgleich auch in anderen Regionen nachweisen lassen. Es ist also zu fragen, ob es zu bestimmten Zeiten überregional oder global gleichzeitig zu Kulturveränderungen kam.

Bryson und Padoch (1981, 10) stellten alle bis dahin publizierten C14-Daten archäologischer Kulturen zusammen. Dann überprüften sie mit zwei verschiedenen statistischen Methoden, in welchen Perioden sich weltweit gleichzeitig archäologisch definierte Kulturen ändern. Beide Verfahren erbrachten fast identische Ergebnisse, sowohl hinsichtlich der Daten wie auch ihrer Signifikanz. Daten global synchroner Kulturveränderungen liegen vor der Zeitenwende bei 2970/2950, bei 1480/1460, bei 775 und bei 410 v. Chr.

Derartige, in mehreren Kontinenten gleichzeitig ablaufende kulturelle Veränderungen müssen wohl eine gemeinsame Ursache haben. Eine solche kann zu Zeiten, in denen die einzelnen Kulturräume noch wenig oder gar keinen Kontakt miteinander hatten, kaum rein gesellschaftlicher Natur sein. Ein vorstellbarer Grund wären dagegen globale Klimaveränderungen, die weltweit menschliche Gesellschaften zu Anpassungen zwangen, die sich schliesslich als archäologisch fassbarer Kulturwandel bemerkbar gemacht haben. Welche klimatischen Entwicklungen lassen sich also für die von Bryson und Padoch genannten Daten wahrscheinlich machen?

2970/2950 v. Chr.

Im Grönlandeis haben zwei starke Vulkanausbrüche in den Jahresschichten von 2958 und 2955 v. Chr. Spuren hinterlassen. Dies nach einer aussergewöhnlich langen Periode von fast 200 Jahren ohne nachweisbare Vulkantätigkeit. Ähnliches scheint für die Sonnenaktivität zu gelten. Nach einer fast 300 Jahre dauernden Phase ohne grössere Einschnitte stagniert die C14-Kurve ab 2950 und steigt spätestens ab 2930 v. Chr. an. Möglicherweise hatten sich Gesellschaften überall auf der Welt, insbesondere während der Jahrzehnte vor 2960 v. Chr., auf leicht erhöhte Temperaturen eingerichtet.

1480/1460 v. Chr.

Um 1650 v. Chr. begann eine Warmphase. Sie wird nur durch wenige kurze kalter Abschnitte unterbrochen. Diese Gunstphase wurde, nach dem Verlauf der C14-Kurve zu urteilen, anscheinend in den 1480er Jahren v. Chr. durch eine Klimaverschlechterung beendet. Wenige Jahre später kam es in kurzen Abständen zu mehreren starken Vulkanausbrüchen. Durch ihre kumulativen Effekte waren die schwefelreichen Eruptionen von ca. 1459, 1457, 1454 und 1442 v. Chr. vermutlich die am stärksten klimawirksame Serie der letzten 5000 Jahre. Die durch sie verursachte Abkühlung sorgte für eine Fortsetzung oder sogar für eine Verschärfung der um 1480 beginnenden Kältephase. Ab den 1430er Jahren weist die C14-Kurve bis ca. 1360 v. Chr. auf kühles Klima hin (hohe C14-Werte), so dass eine Rückkehr zu den Wirtschaftsweisen des relativ warmen und beständigen 16. Jh. v. Chr. nicht mehr möglich war.

Das globale Maximum kultureller Veränderungen um 1480/1460 v. Chr. deckt sich in Mitteleuropa mit den Dendrodaten für das Ende der frühen bzw. den Beginn der mittleren Bronzezeit und mit dem Ende der frühbronzezeitlichen Feuchtbodenbesiedlung (Hochuli et al. 1995).

775 v. Chr.

Spätestens 1060 v. Chr. setzte eine der wärmsten Phasen der Nacheiszeit ein. Ihr Ende wird durch eine ab 830 v. Chr. steigende C14-Kurve und ca. 776 v. Chr. zusätzlich durch die Auswirkungen eines Vulkanausbruchs markiert. Weiterhin hohe C14-Werte und eine Serie von Vulkanausbrüchen in den 740er und 730er Jahren belegen eine Fortdauer der globalen Abkühlung.

In Mitteleuropa deckt sich dieses Datum gut mit dem Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit, der nach den neuesten Daten zwischen 800 und 775 v. Chr. liegt. Möglicherweise waren die Folgen der Klimakrise jener Jahrzehnte so gravierend, dass sich neue Ordnungen herausbildeten, die von der Forschung dann als eisenzeitlich angesprochen werden.

410 v. Chr.

Eine ungewöhnlich stabile Warmphase endet um 410 v. Chr., wie die Kombination von steigenden C14-Werten und zwei Vulkanausbrüchen andeutet (Abb. 31). In Mitteleuropa löste dieses Ereignis möglicherweise den Beginn der keltischen Wanderungen aus (s. Kap. 8).

Fazit

Alle vier, von Bryson und Padoch auf der Basis der C14-Daten berechneten und als statistisch signifikant erkannten Phasen global synchronen Kulturwandels vor der Zeitenwende decken sich also auf ±5–10 Jahre genau mit dem vermuteten Beginn bzw. dem ersten Höhepunkt von Kaltphasen. Diese Daten weisen, nach C14-Kurve und grönländischer Säurekurve zu urteilen, drei Gemeinsamkeiten auf:

1. Sie liegen am Ende einer mindestens 100jährigen Warmphase bzw. am Ende einer 200- bis 300jährigen Warmphase mit nur kurzen Einschnitten.
2. Sie liegen am Beginn einer 100–150 Jahre dauernden kühleren Phase.
3. Die Warmphase wird anscheinend durch die Auswirkungen niedriger Sonnenaktivität in Kombination mit einem, meist aber mehreren Vulkanausbrüchen beendet.

Es scheint die Kombination aus den drei genannten Faktoren zu sein, die für die genannten Daten global synchroner Veränderungen archäologischer Kulturen verantwortlich ist. Nach einer langen beständigen Phase wirkt sich eine rapide Klimaveränderung erheblich stärker aus als in einer Zeit ohnehin stark schwankenden Klimas, da

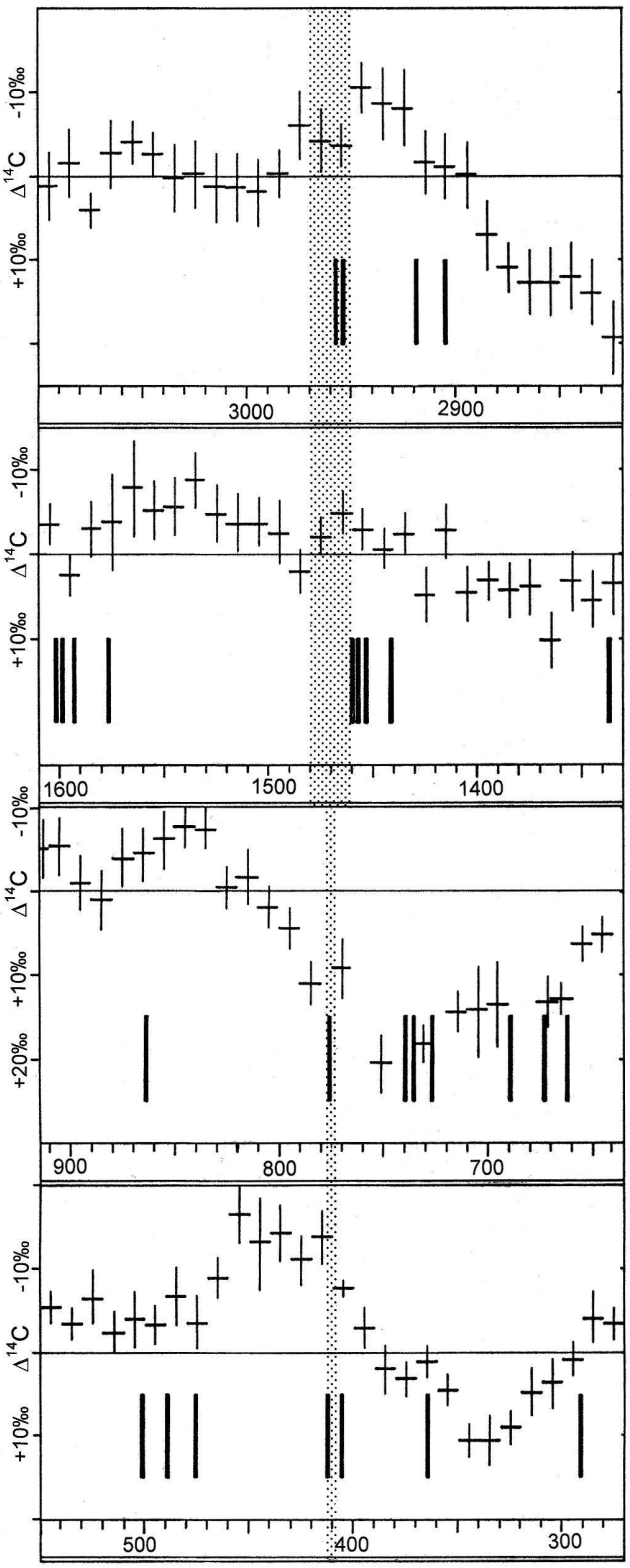


Abb. 31. Verlauf von C14-Kurve (Abstand der Messwerte vom 2300jährigen gleitenden Mittel) und Vulkandaten während signifikanter Maxima global synchroner Kulturveränderungen (gerastert). Daten nach Stuiver/Becker 1993; Zielinski et al. 1994.

sich die Bevölkerung über Generationen auf die wärmeren Verhältnisse hatte einstellen können.

Zudem liegt ein Wechsel von einer 200- bis 300jährigen (Warm-)Phase zu einer 100- bis 150jährigen (Kalt-) Phase im Rahmen der typochronologischen Datierungsgenauigkeit. Sowohl Warm- wie auch Kaltphase dauern so lang, dass die Hinterlassenschaften als eigenständige archäologische Kulturen erkennbar werden.

Die kombinierten Effekte von zurückgehender Sonnenaktivität und Vulkanausbrüchen sowie einem – wohl in Folge davon – schwächer werdenden Golfstrom löste aber nicht nur in vorgeschichtlichen Zeiten Krisen aus. Auch die beiden grossen, klimatisch bedingten wirtschaftlichen Krisen der Neuzeit, in den 1690er Jahren und um 1816, wurden durch die kumulativen Wirkungen dieser «Klimamacher» ausgelöst.

Zwischen 3500 v. Chr. und der Zeitenwende kommt es nur viermal zu der Kombination aus steigenden C14-Werten und Vulkanausbrüchen am Ende einer langen Warmphase und gleichzeitig zu Beginn einer mindestens hundertjährigen Kaltphase. Die Daten aller vier Ereignisse decken sich vollständig mit denen der vier Maxima global synchroner Kulturveränderungen. Diese Korrelation ist zweifellos nicht zufälliger Natur.

10. Ausblick: Die Bedeutung des Klimas für die archäologische Forschung

Die Bedeutung der klimatischen Variabilität für die Entwicklungen seit dem Beginn des Neolithikums, aber auch auf die Quellensituation der Ur- und Frühgeschichtsforschung, wurde erst durch die neueren Ansätze der Klimarekonstruktion beurteilbar. Ein Vergleich der Aussagen dieser hochauflösenden Klimaindikatoren mit den Ergebnissen der archäologischen Forschung zeigt, dass im wesentlichen auf drei Gebieten Zusammenhänge bestehen:

1. Die Be- und Entsiedlung bzw. zu- und abnehmende Besiedlungsdichte bestimmter Regionen kann teilweise klimatisch erklärt werden. Für den Trockenbodenbereich ist hier aber von seiten der archäologischen Forschung noch viel Arbeit zu leisten, bevor systematische Zusammenhänge nachgewiesen werden können. Die bisherigen Ergebnisse lassen aber starke Einflüsse des Klimas auf die Besiedlungsentwicklung erwarten.
2. In günstigen Fällen bilden sich Versorgungskrisen am archäologischen Material ab.
3. Klimaschwankungen wirken als Quellenfilter. Die klimabedingt selektive Erhaltung ur- und frühgeschichtlicher Hinterlassenschaften spielt unter Umständen eine Rolle bei der Definition archäologischer Kulturen.

Diese Zusammenhänge lassen sich in direkte und indirekte Einflüsse des Klimas auf die Ur- und Frühgeschichte und ihre Erforschung untergliedern:

Direkte (primäre) Einflüsse

Archäologisch fassbare Veränderungen ergeben sich vor allem aus der Klimaabhängigkeit der prähistorischen Landwirtschaft.

- Klimakrisen führten zu Versorgungskrisen. Der Nachweis dafür ist am besten im Feuchtbodenbereich mit seinen aussergewöhnlichen Erhaltungsbedingungen und Datierungsmöglichkeiten zu erbringen, was tatsächlich auch gelang; es sei hier nochmals auf das Werk von Schibler et al. 1997 hingewiesen.
- Die Verschiebung der potentiellen Siedlungsgrenzen: Getreideanbau ermöglicht die Ernährung von wesentlich mehr Menschen als Viehwirtschaft. Eine Veränderung der Anbaugrenze kann daher regional zu starker Bevölkerungszu- oder -abnahme führen. Die betroffenen Gebiete bemessen sich nach Hunderten bis Tausenden von Quadratkilometern.
- Eine plötzliches Absinken der Anbaugrenze kann in dicht besiedelten Gebieten grosse Teile der betroffenen Bevölkerung zur Auswanderung zwingen. Deren Auftreten in den Einwanderungsregionen ist dort gelegentlich als archäologisch definierbarer Kulturwandel fassbar.
- Unabhängig von Zu- oder Abwanderungen kann sich die «archäologische Kultur» mit dem Klima ändern. Ein Grund liegt in einer vom Klima erzwungenen Siedlungsverlagerung oder in einer notwendigen Umstellung der Wirtschaftsweise. Aber auch die Veränderungen der Bevölkerungsdichte könnten soziale Veränderungen nach sich ziehen, die sich ihrerseits im Grabbrauch sowie in der Grab- und Siedlungshierarchie niederschlagen.

Indirekte (sekundäre) Einflüsse

- Wichtigster Faktor sind die Erhaltungsbedingungen. Dies gilt vor allem für die Ufersiedlungen. Hier liegen überwiegend Funde aus Warmphasen vor. Objekte aus kalten Abschnitten sind deutlich unterrepräsentiert. Auch im Trockenbodenbereich kann die mit dem Beginn einer Kaltphase verstärkte Sedimentation an vielen Stellen zu einer Versiegelung archäologischer Fundschichten aus der vorangegangenen Warmphase führen.
- Da das archäologische Material aus Warmphasen – aus den genannten Gründen – häufig besser vertreten ist als jenes aus Kaltphasen, werden Kulturen häufig

aufgrund dieser Komplexe definiert. Dem spärlichen Fundmaterial aus Kaltphasen wird dagegen nur der Status einer Übergangsstufe zugebilligt.

- In vielen Gebieten sind deutliche Unterschiede in der Besiedlungsdichte zwischen Warm- und Kaltphasen, bis hin zur vollständigen Entsiedlung während Kaltphasen, erkennbar. Diese Unterschiede wurden teilweise dadurch erklärt, dass ein zeitlicher Kontakt zwischen den Kulturen aus zwei Warmphasen angenommen wurde.

Schluss

Die Zusammenschau archäologischer und klimatologischer Ergebnisse ermöglicht beiden Disziplinen einen wesentlichen Erkenntnisfortschritt. Die Kombination der zwei Teilgebiete kann unter dem Begriff Archäoklimatologie zusammengefasst werden.

Die Klimatologie profitiert von der Datierungsgenauigkeit der Archäologie. Die im Rahmen der archäologischen Forschungen gewonnenen Daten ermöglichen es, Proxy-Daten der Klimaentwicklung, wie z.B. Seespiegelschwankungen, zeitlich präzise einzugrenzen und damit bestimmte Modellvorstellungen zu überprüfen. Andererseits erlaubt eine Berücksichtigung der klimageschichtlichen Ergebnisse der Archäologie neue Erklärungsmodelle.

Die oben diskutierten Mechanismen der Klima- und Besiedlungsgeschichte können aber keine universelle Gültigkeit beanspruchen. Zeitlich lassen sie sich nur bis zum regional unterschiedlichen Beginn der bäuerlichen Lebensweise ausdehnen, und räumlich sind sie auf das temperierte Europa beschränkt. Schon im Mittelmeerraum können die selben Entwicklungen zur gleichen Zeit ganz andere Auswirkungen nach sich ziehen.

Die Zusammenhänge zwischen Klima, Ernährung und Besiedlung sind aber geeignet, das auslösende Moment zahlreicher kultureller Veränderungen zu erklären. Das Klima scheint immer wieder Ernährungskrisen ausgelöst zu haben, die die Menschen zur Reaktion zwangen. Die Art der Reaktion blieb ihnen freigestellt.

Die Klimageschichte kann also erklären, wann und warum die Menschen reagieren mussten, nicht aber wie sie reagierten. Hier stehen unendlich viele Möglichkeiten offen: Verschiedenste technologische Innovationen können ebenso die Anwort auf eine Krise sein wie verschiedenste Spielarten der gesellschaftlichen Umstrukturierung oder auch Auswanderung in jedwelche Himmelsrichtung. Wie eine Bevölkerung letztendlich reagierte, kann klimatologisch nicht bestimmt oder gar vorausgesagt werden. Hier ist die Archäologie gefragt.

Christian Maise
Institut für Ur- und Frühgeschichte
Belfortstrasse 22
D-79085 Freiburg

Anmerkung

1 Der vorliegende Artikel ist die überarbeitete Fassung meiner 1996 an der Universität Freiburg i.Br. abgeschlossenen Dissertation.

Bibliographie

Baillie, M.G.L. (1994) Dendrochronology raises questions about the nature of the AD 536 dust-veil event. Holocene 4, 212–217.

Baillie, M.G.L./Munro, M.A.R. (1988) Irish Tree Rings, Santorini and Volcanic Dust Veils. Nature 332, 344–346.

Baray, L. (1994) Les nécropoles dans leur contexte régional. In: L. Baray/S. Deffressingne/Ch. Leroyer/I. Villemeur, Nécropoles protohistoriques du Sénonais. Doc. d'arch. française 44, 187–208. Paris.

Barber, K.E. (1982) Peat-bog stratigraphy as a proxy climate record. In: A.F. Harding (ed.) Climatic change in later prehistory, 103–113. Edinburgh.

Becker, B. (1993) An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. Radiocarbon 35, 201–214.

Becker, B. / Billamboz, A. / Egger, H. / Gassmann, P ./ Orcel, A. / Orcel, Ch. / Ruoff, U. (1985) Dendrochronologie in der Ur- und Frühgeschichte. Antiqua 11. Basel.

Biel, J. (1988) Die Hallstattkultur in Württemberg. In: D. Planck (Hrsg.) Archäologie in Württemberg, 199–214. Stuttgart.

Biel, J. (1993) Abschliessende Untersuchungen in Eberdingen-Hochdorf, Kreis Ludwigsburg. Arch. Ausgr. Baden-Württemberg 1993, 97–99.

Billaud, Y./Marguet, A./Simonin, O. (1992) Chindrieux, Chatillon (Lac du Bourget, Savoie) ultime occupation des lacs alpins Français à l'âge du bronze? In: Archéologie et environnement des milieux aquatiques: Lacs, fleuves et tourbières du domaine alpin et de sa

périphérie. Actes du 116e congrès national des sociétés savantes Chambéry 1991, 277–310. Paris.

Billaud, Y./Marguet, A. (1992) Le site Bronze final de Tougues à Chens-sur-Léman (Haute-Savoie). In: Archéologie et environnement des milieux aquatiques: Lacs, fleuves et tourbières du domaine alpin et de sa périphérie. Actes du 116e congrès national des sociétés savantes Chambéry 1991, 311–347. Paris.

Bocquet, A./Marguet, A./Orcel. A./Orcel, C. (1988) Datations absolues sur les stations littorales et l'Age du Bronze final dans les Alpes du Nord. In: P. Brun/C. Mordant (eds.) Le groupe Rhin-Suisse-France orientale et la notion de civilisation de Champs d'Urnes. Actes du Colloque de Nemours 1986, Mém. Mus. Préhist. Ile-de-France 1, 435–444. Paris.

Böhl, E. (1988) Die Griechischen Schalen. In: W. Kimmig, Das Kleinaspergle. Studien zu einem Fürstengrabhügel der Frühlatènezeit bei Stuttgart. Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Baden-Württemberg 30, 176–190. Stuttgart.

Bourke, A. (1984) Impact of climatic fluctuations on european agriculture. In: H. Flohn/R. Fantechi (eds.) The Climate of Europe: Past, Present and Future, 269–301. Dordrecht.

Brazdil, R./Dobronolny, P./Chocholac, B./Muznar, J. (1994) Reconstruction of the climate of Bohemia and Moravia in the period of 1675 to 1715 on the basis of written sources. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 109–122. Stuttgart.

Bretz-Maler, D. (1971) La civilisation de La Tène I en Champagne. Suppl. à Gallia 23. Paris.

Bryson, R.A./Padoch, Ch. (1981) On the Climates of History. In: R.I. Rotberg/Th.K. Rapp (eds.) Climate and History, 3–17. Princeton.

Burga, C. (1993) Das mittelholozäne Klimaoptimum Europas: Palynologische Untersuchungen an einem ehemaligen hochgelegenen Moor am Rutor-Gletscher, 2510 m (Aosta-Tal, Italien). In: Ch. Brombacher/S. Jacomet/J.-N. Haas (Hrsg.) Festschrift Zoller. Dissertationes Botanicae 196, 335–346. Stuttgart.

Charpy, J.J. (1991) The Champagne Region under Celtic Rule during the Fourth and Third Centuries B.C. In: S. Moscati (Hrsg.) The Celts. Katalog zur Ausstellung: The Celts, the origins of Europe, 243–250. Venedig.

Dehn, W./Frey, O.-H. (1962) Die absolute Chronologie der Hallstatt- und Frühlatènezeit Mitteleuropas auf Grund des Südimports. Atti del VI Congr. Intern. delle scienze preistoriche et protostoriche, 197–209. Rom.

Dehn, W./Frey, O.-H. (1979) Southern Imports and the Hallstatt and Early La Tène Chronology of Central Europe. In: D. Ridgway/F.R. Ridgway (Hrsg.) Italy before the Romans, 489–511. London.

Denton, G.H./Karlén, W. (1973) Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. Quat. Res. 3, 155–205.

Driehaus, J. (1972) Der abslout-chronologische Beginn des frühen Latène-Stils (LTA, Early Style) und das Problem Hallstatt-D3. Hamburger Beitr. Arch. 2, 319–347.

Eddy, J.A. (1976) The Maunder Minimum. Science 192, 1189-1202.

Eddy, J.A. (1977) Climate and the changing sun. Climatic Change 1, 2, 173–190.

Foukal, P. (1990) Solar luminosity over timescales of days to the past few cycles. In: J.-C. Pecker/S.K. Runcorn (eds.) The earth's climate and variability of the sun over recent millennia: geophysical, astronomical and archaeological aspects, 179–191. London.

Frich, P./Fryendal, K. (1994) The summer climate in the Öresund region of Denmark AD 1675 to 1715. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 33–42. Stuttgart.

Friedrich, M./Hennig, H. (1995) Dendrochronologische Untersuchung der Hölzer des hallstattzeitlichen Wagengrabes 8 aus Wehringen, Lkr. Augsburg und andere Absolutdaten der Hallstattzeit. Bayer. Vorgeschbl. 60, 289–300.

Friedrich, M. (1996) Dendrochronologische Datierung der Toranlage der Periode Ia der Heuneburg. In: E. Gersbach, Baubefunde der Perioden IIb–Ia der Heuneburg. Heuneburgstudien 10, Röm.-Germ. Forsch. 56, 169–180. Mainz.

Friis-Christensen, E./Lassen, K. (1991) Length of the solar cycle: an indicator of Solar activity closely associated with climate. Science 254, 698–700.

Gamper, M./Suter, J. (1978) Der Einfluss von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. Geogr. Helv. 33, 4, 183–189.

Goodess, C.M./Palutikof, J.P./Davies T.D. (1992) Nature and Causes of Climatic Change. London.

Grädel, Th.E./Crutzen, P.J. (1995) Atmosphäre im Wandel. Heidelberg.

Gross-Klee, E./Maise, Ch. (1997) Sonne, Vulkane und Seeufersiedlungen. JbSGUF 80, 85–94.

Grove, J.M. (1988) The Little Ice Age. London.

Hammer, C.U./Clausen, H.B./Dansgaard, W. (1980) Greenland Ice Sheet Evidence of Post-glacial Volcanism and its climatic impact. Nature 288, 230.

Hochuli, S./Köninger, J./Ruoff, U. (1995) Der absolutchronologische Rahmen der Frühbronzezeit in der Ostschweiz und in Südwestdeutschland. Arch. Korrbl. 24, 269–282.

Holzhauser, H. (1995) Gletscherschwankungen innerhalb der letzten 3200 Jahre am Beispiel des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers. Neue Ergebnisse. In: Schweiz. Akademie der Naturwissenschaften (Hrsg.) Gletscher im ständigen Wandel. Jubiläums-Symposium der Schweizerischen Gletscherkommission 1993, Verbier (VS), 100–122. Zürich.

Hoppe, M. (1986) Die Grabfunde der Hallstattzeit in Mittelfranken. Materialh. Bayer. Vorgesch. 55. Kallmünz/Opf.

Hoyt, D.V./Schatten, K.H. (1997) The role of the sun in climate change. New York.

Hugget, R.J. (1997) Environmental change. The evolving ecosphere. London.

Jacomet, S./Brombacher, Ch./Dick, M. (1989) Archäobotanik am Zürichsee. Monograph. Zürcher Denkmalpfl. 7. Zürich.

Joachim, H.-E. (1995) Waldalgesheim. Bonn.

Kaenel, G. (1984) A propos d'un point sur und carte de répartition. AS 7, 3, 94–99.

Kaenel, G. (1990) Recherches sur la période de La Tène en Suisse occidentale. CAR 50. St. Blaise.

Kahrstedt, U. (1939) Eine historische Betrachtung zu einem prähistorischen Problem. Prähist. Zeitschr. 28/29, 1937/38, 401–405.

Karlén, W. (1993) Glaciological, sedimentological and palaeobotanical data indicating Holocene climatic change in Northern Fennoscandia. In: B. Frenzel (ed.) Oscillations of the Alpine and Polar Tree limits in the Holocene. Paläoklimaforschung 9, 69–84.

Katalog Würzburg (1995) Luxusgeschirr keltischer Fürsten – Griechische Keramik nördlich der Alpen. Ausstellung des mainfränkischen Museums Würzburg. Würzburg.

Kelly, P.M./Sear, C.B. (1984) Climatic impact of explosive volcanic eruptions. Nature 311, 740–743.

Klein, F. (1988) Die frühe und mittlere Latènezeit in Württemberg. In: D. Planck (Hrsg.) Archäologie in Württemberg, 215–234. Stuttgart.

Kossack, G. (1959) Südbayern während der Hallstattzeit. Röm.-Germ. Forsch. 24. Berlin.

Krier, V./Lambert, J./Lavier, C./Magny, M./Mouthon, J./Pétrequin, P./Pillonel, D./Ponel, Ph./Richard, H. (1997) Synthese 1. Rythmes lacustres et rythmes anthropiques au Néolithique final. In: P. Pétrequin (dir.) Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-les-lacs et de Chalain (Jura), 123–133. Paris.

Kruta, V. (1991) The First Celtic Expansion: Prehistory to History. In: S. Moscati (Hrsg.) The Celts. Katalog zur Ausstellung: The Celts, the origins of Europe, 195–213. Venedig.

Kubach, W. (1994) Archäologische Untersuchungen zum Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit im südlichen Hessen. In: Schauer, P. (Hrsg.) Archäologische Untersuchungen zum Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit zwischen Nordsee und Kaukasus, Regensburger Beitr. prähist. Arch. 1, 225–251. Regensburg.

Küster, H. (1995) Der Kampf ums Korn. Archäologie in Deutschland 1995, 2, 31–35.

LaMarche, V.C/Hirschboek, K.K. (1984) Frost Rings in Trees as Records of Major Volcanic Eruptions. Nature 307, 121–126.

Lamb, H.H. (1970) Volcanic dust in the atmosphere. With a chronology and assessment of its meteorological significance. Philos. Tran. R. Soc. London, Ser. A, 266, 425–533. London.

Lamb, H.H. (1977) Climate: Present, Past and Future. London.

Lamb, H.H. (1980) Weather and Climate Patterns of the Little Ice Age. In: H. Oeschger/B. Messerli/M. Svilar (Hrsg.) Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft, 149–160. Berlin-Heidelberg-New York.

Lamb, H.H. (1982) Climate, History and the modern world. London.

Lang, G. (1993) Holozäne Veränderungen der Waldgrenze in den Schweizer Alpen – Methodische Ansätze und gegenwärtiger Kenntnisstand. In: Ch. Brombacher/S. Jacomet/J.N. Haas (Hrsg.) Festschrift Zoller, Diss. Bot. 196, 317–327. Berlin.

Lang, G. (1994) Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Stuttgart.

Lanius, K. (1995) Die Erde im Wandel. Heidelberg.

Magny, M. (1993) Une nouvelle mise en perspective des sites archéologiques lacustres: les fluctutations holocènes des lacs jurassiens et subalpins. Gallia Préhist. 35, 253–282.

Maurizio, A. (1927) Die Geschichte unserer Pflanzennahrung von den Urzeiten bis zur Gegenwart. Berlin.

Méniel, P. (1993) La faune des structures de La Téne ancienne de Rosheim «Mittelweg» et «Sandgrube». In: Ch. Jeunesse/P. Méniel/

B. Röder, L'habitat La Tène ancienne de Rosheim «Mittelweg». Monogr. d'arch. alsacienne 1, 132–149.

Messerli, B./Messerli, P./Pfister, Ch./Zumbühl, H.J. (1978) Fluctuations of climate and glaciers in the Bernese Oberland, Switzerland, and their geoecological significance 1600 to 1975. Arctic and Alpine Research 10, 247–260.

Mörner, N.A. (1994) The Maunder Minimum. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 1–8. Stuttgart.

Müller-Karpe, H. (1959) Beiträge zur Chronologie der Urnenfelderkultur nördlich und südlich der Alpen. Röm.-Germ. Forsch. 22. Berlin.

Ogilvie, A. (1994) Documentary records of climate from Iceland during the late Maunder Minimum period A.D. 1675 to 1715 with reference to the isotopic record from Greenland. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 9–22. Stuttgart.

Pare, C.F.E. (1987) Wagenbeschläge der Bad Homburg-Gruppe und die kulturgeschichtliche Stellung des hallstattzeitlichen Wagengrabes von Wehringen, Kr. Augsburg. Arch. Korrbl. 17, 467–482.

Parry, M.L. (1978) Climatic Change, Agriculture and Settlement. Folkestone.

Parry, M.L./Carter, T.R. (1985) The effect of climatic variation on agricultural risk. Climatic Change 7, 95–110.

Patzelt, G. (1977) Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In: B. Frenzel (Hrsg.) Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen, 248–259. Wiesbaden.

Peschel, K. (1992) Die Besiedlung staunasser Böden in Westsachsen von der Urnenfelderzeit bis zur Spätlatènezeit. In: H. Brachmann (Hrsg.) Mensch und Umwelt. Studien zu Siedlungsausgriff und Landesausbau in der Ur- und Frühgeschichte, 43–66. Berlin.

Pfister, Ch. (1988a) Klimageschichte der Schweiz 1525–1860. 3. Aufl. Band 1.

Pfister, Ch. (1988b) Klimageschichte der Schweiz 1525–1860. 3. Aufl. Band 2.

Pfister, Ch. (1994a) Switzerland: The time of icy winters and chilly springs. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 205–224. Stuttgart.

Pfister, Ch. (1994b) Spatial patterns of climatic Change in Europa A.D. 1675–1715. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 287–316. Stuttgart.

Rampino, M.R./Self, S. (1982) Historic Eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963): their stratospheric aerosols and climatic impact. Quat. Res. 18, 127–143.

Renner, F. (1982) Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. Phys. Geogr. 8. Zürich.

Reinecke, P. (1965) Mainzer Aufsätze zur Chronologie der Bronze- und Eisenzeit. Nachdrucke aus: Altertümer unserer heidnischen Vorzeit 5, 1911 und aus: Festschrift des Römisch-Germanischen Centralmuseums 1902. Bonn.

Röder, B. (1995) Frühlatènekeramik aus dem Breisgau – ethnoarchäologisch und naturwissenschaftlich analysiert Materialh. Arch. Baden-Württemberg. 30. Stuttgart.

Röthlisberger, F. (1986) 10000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Aarau.

Röthlisberger, F./Haas, P./Holzhauser, H./Keller, W./Bircher, W./Renner, F. (1980) Holocene climatic fluctuations – radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. Geogr. Helv. 35, 5, 21–52.

Ruoff, U./Rychner, V. (1986) Die Bronzezeit im schweizerischen Mittelland. In: Chronologie. Archäologische Daten der Schweiz. Antiqua 15, 73–79. Basel.

Schibler, J./Hüster-Plogmann, H./Jacomet, S./Brombacher, Ch./Gross-Klee, E./Rast-Eicher, A. (1997) Ökonomie und Ökologie neolithischer und bronzezeitlicher Ufersiedlungen am Zürichsee. Monogr. Kantonsarch. Zürich 20. Zürich.

Schweingruber, F. (1980) Jahrringe als klimatologische Datenquelle. In: H. Oeschger/B. Messerli/M. Svilar (Hrsg.) Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft, 246–256. Berlin.

Shefton, B.B. (1989) Zum Einfluss mediterraner Güter in Alteuropa. Kölner Jahrb. Vor- u. Frühgesch. 22, 207–220.

Shefton, B.B. (1995) Leaven in the dough: Greek and etruscan imports north of the Alps – the classical period. In: J. Swaddling/S. Walker/P. Roberts (eds.) Italy in Europe: Economic Relations 700 BC-AD 50. British Museum, Department of Greek and Roman Antiquities, Occasional Paper 97, 9–44. London.

Siegenthaler, D. (1994) Climatic trends and anomalies in England 1675–1715. In: B. Frenzel (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 133–150. Stuttgart.

Sigurdsson, H. (1990) Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 89, 277–289.

Simon, K. (1991) Beiträge zur Urgeschichte des Vogtlandes. II. Kulturgeschichtliche Auswertung. Arbeits- u. Forschungsber. z. sächs. Bodendenkmalpflege 34, 63–156.

Smolla, G. (1954) Der «Klimasturz» um 800 v. Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Südwestdeutschland. In: Festschr. P. Goessler, 168–188. Stuttgart.

Sofia, H.S./Fox, P. (1994) Solar Variability and Climate. Climatic Change 27, 249–258.

Stika, H.-P. (1995) Die botanischen Reste der keltischen Siedlung in Eberdingen-Hochdorf. In: Fürstensitze, Höhensiedlungen, Talsiedlungen. Arch. Inform. Baden-Württemberg 28, 83–89.

Stuiver, M. (1995) Solar and climatic components of the atmospheric ^{14}C record. In: B. Frenzel (ed.) Solar output and climate during the Holocene. Paläoklimaforschung 16,. 51–59. Stuttgart.

Stuiver, M./Becker, B. (1993) High-precision Calibration of the Radiocarbon Time Scale AD 1950-6000 BC. Radiocarbon 34, 35–65.

Stuiver, M./Braziunas, T.F. (1989) Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations. Nature 338, 405–408.

Stuiver, M./Braziunas, T.F. (1993) Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}CO_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. Holocene 3, 289–304.

Stuiver, M./Braziunas, T.F./Becker, B./Kromer, B. (1991) Climatic, Solar, Oceanic and Geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene Atmospheric $^{14}C/^{12}C$-Change. Quat. Res. 35, 1–24.

Stuiver, M./Grootes, P.M./Braziunas, Th.F. (1995) The GISP $\Delta^{18}0$ Climate Record of the Past 16 500 Years and the Role of the Sun, Ocean and Volcanoes. Quat. Res. 44, 341–345.

Stuiver, M./Quay, P.D. (1980) Changes in atmospheric ^{14}C attributed to a variable sun. Science 207, 11–19.

Thran, P./ Broekhuizen, S. (1965) Agro-climatic Atlas of Europe. Amsterdam.

Torbrügge, W. (1979) Die Hallstattzeit in der Oberpfalz I. Auswertung und Gesamtkatalog. Materialh. Bayer. Vorgesch. 39. Kallmünz/Opf.

Uenze, H.-P. (1974) Hügelgräber der Hallstatt- und Latènezeit bei Höresham. In: G. Kossack und G. Ulbert (Hrsg.) Studien zur vor- und frühgeschichtlichen Archäologie. Festschrift J. Werner 1, 73–113. München.

Van Geel, B./Buurman, J./Waterbolk, H.T. (1996) Archaeological and palaeological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. Journal of Quat. Res. 11, 451–460.

Vesajoki, H./Tornberg, M. (1994) Outlining the climate in Finland during the pre-instrumental period on the basis or documentary sources. In: Frenzel, B. (ed.) Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung 13, 51–60. Stuttgart.

Vivian, R. (ed.) (1991) Palaeo-environnement holocene et archéologie dans les Alpes du Nord et le Piemont. Paris.

de Vries, J. (1981) Measuring the Impact of Climate in History: The Search for Appropriate Methodologies. In: R.I. Rotberg/Th.K. Rapp (eds) Climate and History, 19–51.

Wernicke, I. (1991) Die Kelten in Italien. Palingenesia 33. Berlin.

Wetter, W.K. (1987) Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont-Blanc-Gebiet: unteres Vallée de Chamonix-Val Montjoie.

Wigley, T.M.L./Kelly, P.M. (1990) Holocene climatic change: ^{14}C-wiggles and variations in solar irradiance. Philos. Transactions of the Royal Society of London, Ser. A, 330, 574–580. London.

Willson, R.C./Hudson, S.H. (1988) Solar luminosity variations in solar cycle 21. Nature 332, 810–812.

Zahlhaas, G. (1971) Der Bronzeeimer von Waldalgesheim. Hamburger Beitr. Arch. 1, 115–130.

Zielinski, G.A./Mayewski, P.A./Meeker, L.D./Withlow, S./Twickler, M.S./Morrison, M./Meese, D.A./Gow, A.J./Alley, R.B. (1994) Record of Volcanism Since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland Ice Core and Implications for the Volcano-Climate-System. Science 264, 948–952.

Zielinski, G.A./Mayewski, P.A./Meeker, L.D./Whitlow, S./Twickler, M.S. (1996) A 110,000-Yr Record of Explosive Volcanism from the GISP2 (Greenland) Ice Core. Quat. Res. 45, 109–118.

Zoller, H. (1977) Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. In: B. Frenzel (Hrsg.) Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissensch. Forsch. 13, 271–281. Wiesbaden.