

Vegetationsgeschichte und Paläoklimatologie

Conradin A. Burga, Universität Zürich

Ein kurzer wissenschaftshistorischer Überblick zur paläobotanischen und palynologischen Erforschung Europas wird in der Einleitung dargelegt. Folgende Methoden dienen zur Erforschung des Paläoklimas: Pollenanalyse, Dendrochronologie, Sauerstoffisotopenanalyse, CO₂-Analyse, Gletscherausdehnungen, Verwitterung, Erosion/Akkumulation, Löss-Stratigraphie, Schwermine-ralien, Seespiegelschwankungen, planktonische Foraminiferen, Käfer-Nekrozönosen usw.

Es werden die wichtigsten Probleme zur Rekonstruktion der Paläovegetation bzw. des Paläoklimas mit Hilfe der Pollenanalyse dargelegt. Folgende Punkte sind hierbei von Bedeutung: Natürliche Sukzession, Bodenbildungen, Einwanderung von Pflanzen, Wandervermögen und -möglichkeiten, Konkurrenzverhalten, Höhenstufung der Vegetation.

Die spät- und postglazialen Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen werden bezüglich der Waldgrenz-Schwankungen seit dem Alleröd-Interstadial aufgezeigt. Während etwa 1000 Jahren stieg in den westlichen Zentralalpen die Waldgrenze zu Beginn des Holozäns um etwa 500–600 Höhenmeter. Zur Zeit des postglazialen Wärmeoptimums befand sich die Waldgrenze um 100–200 m höher als die heutige potentielle Lage. Der holozäne Klimarückschlag im Boreal (Oberhalbstein-/Schams-/Venediger-Schwankung) ist in den Zentralalpen gekennzeichnet durch einen massiven Arven-Rückgang für die Zeit von 8500–7200 v. h. Dieser Arvenrückgang, der in Graubünden, im Wallis, im Berner Oberland, im Salzkammergut, in den Hohen Tauern und im Südtirol sich abzeichnet, wird vor allem durch Frostrocknis bedingt betrachtet.

Zum Schluss werden die Entwicklung des zentralalpinen Waldgürtels der Schweiz seit der Späteiszeit und der Verlauf der klimatischen Schneegrenze zusammenfassend dargelegt.

Vegetation History and Palaeoclimatology

The introduction gives a short overview to the palaeobotanical and palynological research in Europe. The main important palaeoclimatological methods are the following: Pollen analysis, dendrochronology, oxygen isotopes analysis, CO₂ analysis, glacier oscillations, löss stratigraphy, weathering, erosion and accumulation of soils, sea/lake level fluctuations, planktonic foraminifera, fossil beetles assemblages, etc. The main problems of palaeoecological reconstructions with pollen analytical methods are discussed. The following points are important: Natural succession, soil forming phases, plant immigration, immigration pathways and possibilities, concurrence, vertical vegetation zonation.

Late Würmian and holocene Swiss alpine climate oscillations and timber-line fluctuations since the Alleröd-Interstadial are discussed. In the western Central Alps the timber-line increased during 1000 years at the beginning of Holocene at about 500–600 m. During the post-glacial climate optimum (Atlantic) the timber-line reached its highest extension at about 2300 m above sea level, and the snow-line reached up to 3100 m. The most important climatic deterioration during the Boreal (8500–7200 years B. P.) is characterized in the Central Alps by a marked recession of *Pinus cembra* (Oberhalbstein-/Schams-/Venediger-Oscillation). This recession has been recorded in several pollen diagrams in the Grisons, the Valais, the Bernese Alps, the Salzkammergut, the Hohen Tauern, and the Southern Tyrol.

Boreal dry periods may explain the *Pinus cembra* recession as a result of frost dryness. At the end the paper gives an outline of the development of the Swiss central alpine forest belt and the snow-line since the late Würmian.

1 Einleitung

«... toutes les choses de l'univers physique sont comme celles du monde moral, dans un mouvement continu de variations successives» schrieb 1778 Georges Louis Leclerc Graf von Buffon in den «Epoques de la Nature». Mit dieser Idee gehört Buffon nebst Hooke zu den ersten Paläoklimatologen, also den Erforschern des Klimas der Vorzeit.

Zur Rekonstruktion des Paläoklimas sind Klimazeugen, wie fossile Pflanzen, Tiere, Sedimente usw., besonders wichtig, seit den fünfziger Jahren aber auch vermehrt physikalische Datierungsmethoden.

Allen diesen Untersuchungen liegt das bekanntlich von Ch. Lyell 1830 begründete Aktualitätsprinzip zugrunde. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass mehrere Vorgänger denselben Grundgedanken mit etwas anderen Worten formuliert haben, wie z. B. der deutsche Physiker, Dichter und Goethe-Zeitgenosse G. C. Lichtenberg (1742–1799), der in seinen Aphorismen zu den Naturwissenschaften sagte: «Die geheimen Wirkungen der Natur beurteilt man aus solchen ähnlichen, wo man sie auf der Tat ertappt hat.»

Die nun folgenden Ausführungen konzentrieren sich auf die Wechselwirkungen zwischen der Pflanzendecke und dem Klima der Vorzeit, mit anderen Worten auf die Verknüpfung von Vegetationsgeschichte und Paläoklimatologie.

Es seien hier einige Namen von Paläobotanikern bzw. Palynologen erwähnt, die Pionierarbeit geleistet haben, wie Konrad Gessner, Joh. Jak. Scheuchzer, O. Heer, H. Potonié, W. Gothan, C. A. Weber, G. Lagerheim, L. von Post, F. Firbas, K. Bertsch, F. Overbeck, W. Szafer, K. Faegri, J. Iversen, G. Erdtman, M. van Campo, Sir Harry Godwin, M. Nejshtadt, J. Troels-Smith, P. Keller, W. Lüdi, M. Welten.

Die Erforschung der Gletschergeschichte in Verbindung mit dem Wandel der Pflanzendecke, d. h. die Verknüpfung von quartärer Geomorphologie und Pollenanalyse, kann in der Schweiz schon auf eine längere Tradition zurückblicken.

Die ersten, bewusst auf diese Fragestellung durchgeführten Arbeiten stammen von H. Zoller aus Mitte der sechziger Jahre (H. Zoller, C. Schindler und H. Röthlisberger, 1966).

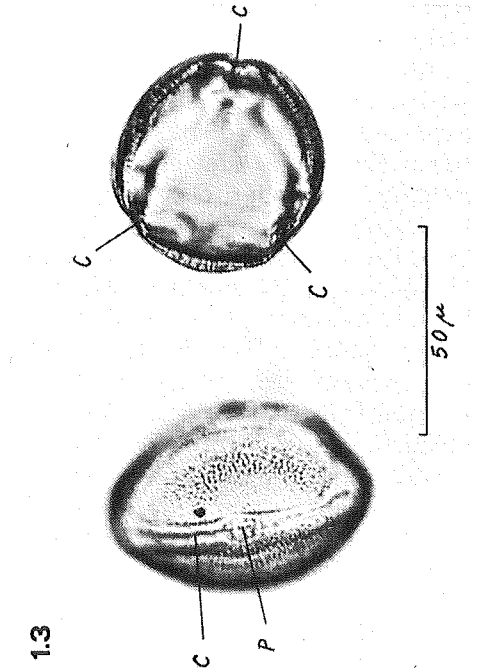
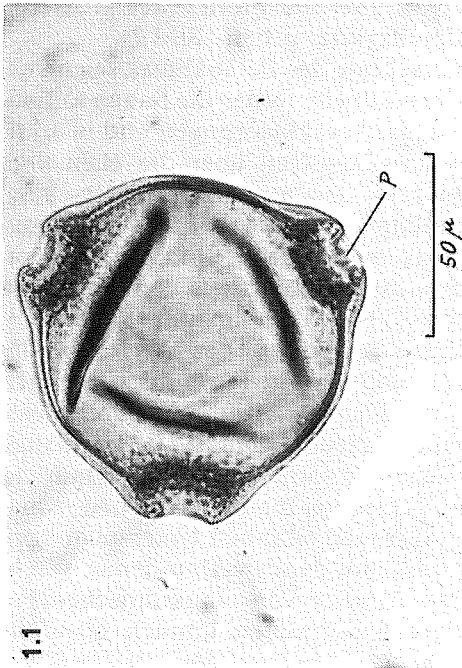
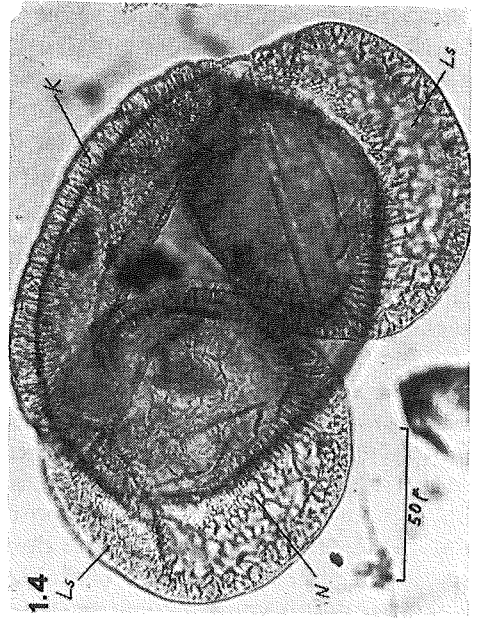
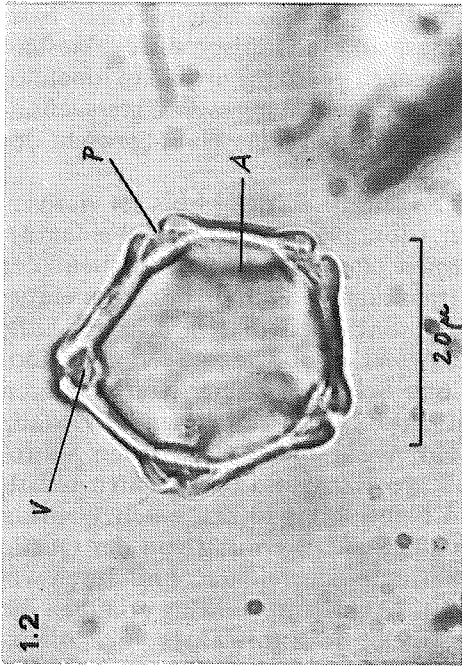
2 Methoden zur Erforschung des Paläoklimas

Im Gegensatz zum gegenwärtigen Klimatologen existieren für den Paläoklimatologen weder Thermometer noch Barometer. Wie schon eingangs erwähnt, haben für den Erforscher des Vorzeitklimas die geomorphologischen und paläontologischen Klimazeugen, wie Gletscherablagerungen, Verwitterung, Abtragsphänomene, Sedimente aller Art und Fossilien, grösste Bedeutung. Physikalische Untersuchungsmöglichkeiten, wie z. B. die Radiokarbon-

und Sauerstoffisotopen-Methode zur Ermittlung von absoluten Altern bzw. Temperaturveränderungen des Vorzeitklimas, sind theoretisch die exaktesten. Doch sind in ihrer Anwendung deutlich Grenzen gesetzt. Zur paläoklimatologischen Auswertung von Klimazeugen findet in meinen eigenen Untersuchungen vor allem die Pollenanalyse Anwendung, weshalb das Hauptgewicht der folgenden Ausführungen auf dieser Methode liegt.

Stellvertretend für alle Sporomorphen zeigen die Bilder 1.1 bis 1.4 vier verschiedene Pollentypen, nämlich 1. einen triporaten Pollen des Weidenröschens (*Epilobium angustifolium*), 2. einen stephanoporaten Pollen der Schwarzerle (*Alnus glutinosa*), 3. einen tricolporaten Pollen des Sonnenröschens (*Helianthemum nummularium*) und 4. einen vesiculaten, d. h. mit Luftsäcken versehenen Pollen der Weisstanne (*Abies alba*). Die in Seen und Mooren zur Sedimentation gelangten Pollen und Sporen stammen von mehreren Quellen aus verschiedenen Entfernungen (Bild 2). Mit zunehmender Distanz vom Emittenten nimmt die Anzahl der zur Ablagerung gelangenden Sporomorphen mehr oder weniger exponentiell ab. Man kann damit einen Lokal- bzw. Umgebungsflug bis zu 500 m, einen Nahflug bis 10 km, einen Weitflug bis 100 km und einen Fernflug von über 100 km Entfernung von der Quelle unterscheiden. Bereiche, die über den Nahflug hinausreichen, sind durch wesentlich weniger Pollentypen charakterisiert. Lokal- und Nahflug erlauben die Rekonstruktion von Biocoenosen auf der Integrationsstufe eines Vegetationsmosaiks und können Hinweise zur Verbreitungsbiologie bzw. Synökologie liefern. Weit- und Fernflug können Aufschluss über die Flora eines grösseren Gebiets und über den Wandel der Vegetationsgürtel geben (Bild 2).

Als weitere wichtige Methoden zur Erforschung des Paläoklimas seien ausserdem die Jahrringanalyse bzw. Dendrochronologie, ferner die Sauerstoffisotopenanalyse in festländischen Sedimenten, Tiefseeablagerungen und in arktischen Eiskernen kurz erwähnt. Diese liefern Angaben über die ehemalige mittlere atmosphärische Temperatur und über den mittleren Niederschlag. Die Analyse eingeschlossener Luftblasen erlaubt, die damalige Zusammensetzung der Erdatmosphäre zu ermitteln. Wegweisend hierzu sind die Untersuchungen von H. Oeschger und W. Dansgaard in Eiskernen von Grönland (z. B. H. Oeschger, 1980; W. Dansgaard, 1980). Die Untersuchungen von CLIMAP ergaben globale Karten zur ehemaligen Temperatur der Meeresoberfläche, zur mittleren Spiegelhöhe, zur Paläogeographie, zur Form der damaligen polaren Eiskappen und zur Ausdehnung des Packeises. Indirekt durch Lössablagerungen, Dünen und Schwermineralien erschliessbar ist die ehemalige atmosphärische Zirkulation. Die Chronologie der vorherstehenden Windrichtungen kann Auskunft geben über die Häufigkeit von meridionaler bzw. zonaler Zirkulation. Weitere paläoklimatische Aussagen erlauben Untersuchungen zu ehemaligen Seespiegelschwankungen und zum damit verbundenen Wechsel von Feucht- und Trockenperioden. Die Analyse von planktonischen Foraminiferen sowie der Wandel ehemaliger Käferfaunen können ebenfalls paläoklimatisch ausgewertet werden.



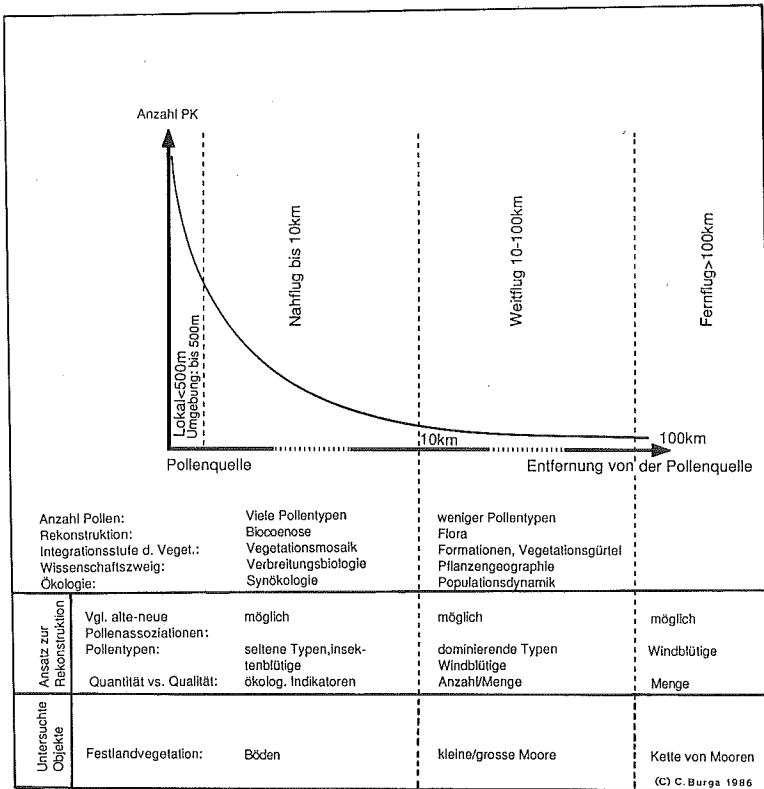


Bild 2 Pollenflug und paläoökologische Aussage.

Fig. 2 Pollen spreading and palaeoecological evidence.

◀ Bild 1 Beispiele quartärer Pollentypen.

Fig. 1 Examples of Quaternary pollen types.

- 1.1 Weidenröschen (*Epilobium angustifolium*). 1000 : 1
Öffnungstyp: Triporat. Aperture character: Triporate.
- 1.2 Schwarzerle (*Alnus glutinosa*). 2481 : 1
Öffnungstyp: Stephanoparat. Aperture character: Stephanoporate.
- 1.3 Sonnenröschen (*Helianthemum nummularium*). 1500 : 1
Öffnungstyp: Tricolporat. Aperture character: Tricolporate.
- 1.4 Weisstanne (*Abies alba*). 1071 : 1
Öffnungstyp: Inaperturat / vesiculat / monotrem. Aperture character: Inaperturate / vesiculate / monotreme.

Abkürzungen / Abbreviations: P = Porus, V = Vestibulum, A = Arcus, C = Colpus, Ls = Luft-sack/Saccus, N = Netz/Reticulum, K = Kamm/Sexine thickening at the proximal pole.

3 Probleme zur Rekonstruktion der Paläovegetation bzw. des Paläoklimas mit Hilfe der Pollenanalyse

Betrachten wir nun einige Probleme zur Rekonstruktion der Paläovegetation bzw. des Paläoklimas mit Hilfe der Pollenanalyse. Die Veränderungen der Vegetation sind nicht nur klimatisch bedingt, sondern können natürliche Sukzessionen bzw. eine Besiedlung von neu entstandenen Rohböden darstellen. Ferner gibt die Pollenanalyse kaum Auskunft über die Schwankung eines einzelnen Klimafaktors, sondern eher über den Wechsel des gesamten Klimas. Im Verlauf einer natürlichen Sukzession wandelt sich der Prozentanteil der verschiedenen geographischen Florenelemente, so dass dadurch eine beträchtliche Veränderung des Mikroklimas mit einhergehen kann. Bei der paläoklimatischen Deutung von Pollendiagrammen kann dies zu Fehlschlüssen führen, indem fälschlicherweise auf eine Veränderung des Grossklimas geschlossen wird. Weitere Fehlerquellen bieten Bodenreifungsvorgänge, die eine sekundäre Sukzession der Vegetation bewirken, oder der einwanderungsgeschichtlich bedingte Vegetationswandel, insbesondere für die Zeit von 8000–2000 Jahre v. h. Als weiteres prinzipielles Problem der Pollenanalyse kommt in Gebirgsregionen der Aspekt der Höhenstufenentwicklung der Vegetation hinzu.

Ein biostratigraphisch ermittelter Vegetationswandel im Holozän muss je nach der jeweiligen Höhenstufe des Untersuchungsobjektes im Vergleich zu einer andern Höhenlage etwas verschieden ausfallen. Hier zeichnen sich also klimatische, einwanderungsgeschichtliche und konkurrenzbedingte Auswirkungen auf die Vegetation ab. Die Tabelle 1 stellt den allgemeinen Vegetationswandel von der collinen bis subalpinen Stufe seit der Nacheiszeit dar. Dabei ist klar ersichtlich, dass es beispielsweise in den Zentralalpen Graubündens oder des Wallis zu einer Lärchen-/Arvenwald- statt zu einer Eichenmischwald- bzw. Buchen-/Tannenwald-Entwicklung kam. Umgekehrt gelangte zur Zeit des Boreals die Hasel dank der grossen ökologischen Amplitude zu einer bis in die subalpine Stufe reichenden Ausbreitung. Damit kann in der Schweiz das sogenannte erste Haselmaximum oft als biostratigraphische Zeitmarke des Boreals verwendet werden.

Mit dem Aspekt der Höhenstufung steht damit die Bildung der Waldgürtel und ihre Reaktion auf Klimaveränderungen in direktem Zusammenhang. Vorliegendes Bild 3 stellt zwei Fälle von Waldgürtelveränderungen zu den Zeitpunkten t_1 bis t_4 dar. Rechts daneben befinden sich die Pollenprozentkurven für die beiden waldbildenden Taxa A und B. Der Fall 1 zeigt, wie die Baumart B im Lauf des Zeitintervalls t_1 – t_2 über dem Waldgürtel A einen eigenen Gürtel bilden konnte. Die beiden Pollenprozentkurven verlaufen somit mehr oder weniger gegenläufig. Der Wandel zur Vorherrschaft eines Waldbaumes darf somit nicht generell durch ein bestimmtes klimatisches Ereignis erklärt werden. Im Fall 2 ist eine klimatisch bedingte Waldgrenz-Depression, d. h. die Schwankung des B-Gürtels, vom Standpunkt drei verschieden hoch gelegener Untersuchungsobjekte für die Zeitpunkte t_3 – t_4 dargestellt. Das Objekt 2 der

Tabelle 1 Höhenstufung der Vegetation und mitteleuropäische Grundsukzession.

Table 1 Vertical vegetation zonation and central European plant immigration.

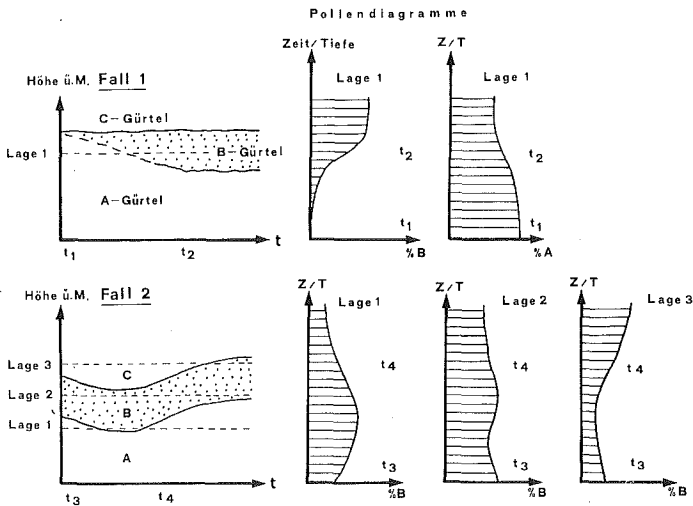
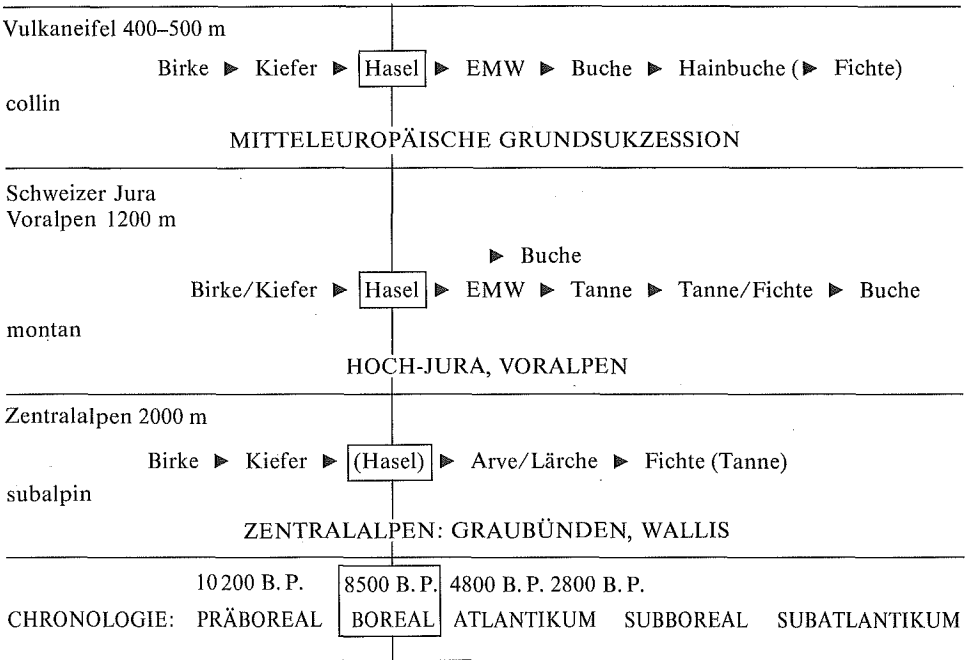


Bild 3 Waldgürtelbildung und Klimaschwankungen.

Fig. 3 Forest belt development and climate fluctuations.

Lage 2 bleibt stets im Schwankungsbereich von B und zeigt somit geringe Schwankungen in den Pollenprozentwerten von B. Es ist also zum Nachweis von Klimaschwankungen nicht geeignet. Die Objekte der Lagen 1 und 3 befinden sich im Grenzgebiet von B, d. h. sie reagieren empfindlich auf Waldgrenz- bzw. Klimaschwankungen. Die Pollenprozentkurven verhalten sich hier reziprok zueinander. Zusammenfassend heisst das nun, dass der Nachweis von Klimaveränderungen aufgrund von Moor- bzw. Seeprofilen aus verschiedenen Höhenlagen erbracht werden muss. Da dies nicht für jeden Landschaftstyp möglich ist, wird eine botanisch-biostratigraphische Eiszeitgliederung je nach Gebiet ganz unterschiedlich gut realisierbar sein.

In letzter Zeit hat vor allem B. Frenzel (1980) versucht, anhand der pollenanalytisch untersuchten Profile und der dadurch rekonstruierten Vegetationsgeschichte Rückschlüsse auf Paläotemperaturen und -niederschläge zu erlangen. Dieses auf das Prinzip des Aktualismus beruhende Verfahren, wonach ein vegetationsgeschichtlich rekonstruierter Vegetationstyp mit der aktuellen bzw. potentiellen Vegetation derselben Region verglichen wird, kann also angenähert die Veränderungen von Temperatur und Jahresniederschlag gegenüber heute liefern. Voraussetzung hierzu ist aber die Kenntnis der entscheidenden klimatischen Faktoren für die heutige Verbreitung der betreffenden Taxa. So berechnete B. Frenzel (1980) beispielsweise für das Würm-Hochglazial die Veränderungen der Jahresmitteltemperatur gegenüber heute um rund 7 bzw. 13° C für Süd- bzw. das nördliche Mitteleuropa. Die entsprechenden Veränderungen des Jahresniederschlags schwanken zwischen 234 und 493 mm. Der Autor hat aber schon 1967 auf die beschränkte Anwendbarkeit dieser Methode hingewiesen. Denn schliesslich bedingen unterschiedliche Klimafaktoren ein Pflanzenareal. Nebst den physiologischen Fähigkeiten einer Pflanze spielt u. a. auch die Konkurrenz für ihre Verbreitung eine entscheidende Rolle.

4 Spät- und postglaziale Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen

Ein guter Klima Indikator ist die Lage der vom Menschen nicht beeinflussten Waldgrenze. Die potentielle Waldgrenze der Alpen bildete sich im Lauf der späteiszeitlichen Wiederbewaldung im Alleröd-Interstadial heraus. Von der damaligen Höhe um 1500 m ü. M. stieg sie, abgesehen vom Kälterückschlag in der Jüngeren Dryas, im beginnenden Holozän bis gegen 2100 m. Das Bild 4 zeigt den nacheiszeitlichen Waldgrenz-Verlauf für das Gebiet der West-, Zentral-, Süd-, Nord- und Ostalpen sowie des Juras. Während des postglazialen Wärmeoptimums im Atlantikum befand sich die Waldgrenze um 100–200 m höher als die heutige potentielle Lage. Die nacheiszeitlichen Klimaverschlechterungen kommen jeweils in einer deutlichen Waldgrenz-Depression zum Ausdruck: So beispielsweise die boreale Oberhalbstein-/Schamser-/Venediger-Schwankung und die Piora-Schwankungen im Jüngeren Atlantikum. Für

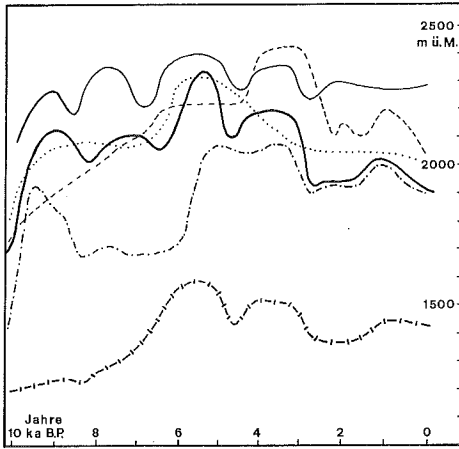


Bild 4 Waldgrenzschwankungen in den Alpen (Schweiz, Frankreich, Österreich).

Fig. 4 Timber-line fluctuations in the Alps (Switzerland, France, Austria).

—————	Ostalpen (A)	(Bortenschlager 1970, Patzelt 1973)
.....	Walliser Alpen	(Markgraf 1969, Welten 1982)
- - - - -	Französische Alpen	(S. Wegmüller 1977)
- · - · -	Voralpen (CH)	(Welten 1952, 1982)
—————	Bündner Zentralalpen	(Burga 1985)
- - - - - - - - -	Jura	(S. Wegmüller 1966)

die Zeit nach 3000 Jahren v. h. ist eine allgemeine Waldgrenz-Senkung festzustellen. Einerseits ist diese durch den subborealen Klimarückschlag, andererseits aber auch durch die in der Bronzezeit einsetzende menschliche Vegetationsbeeinflussung zu erklären. Von besonderer Bedeutung für das Ausmass einer Waldgrenzsenkung und damit für eine Klimaverschlechterung ist deren Amplitude. In den Ostalpen Österreichs scheinen diese Schwankungs-Beträge am geringsten zu sein. Möglicherweise hängt dieses Phänomen mit der nach Osten zunehmenden Kontinentalität zusammen. Unter den nacheiszeitlichen Perioden rauheren Klimas ragt die boreale Oberhalbstein-/Schamser-/Venediger-Schwankung durch einen teilweise massiven Arven-Rückgang in den Zentralalpen hervor (Bild 5). Für die Zeit von 8500 bis 7200 Jahre v. h. liegen gesamtschweizerisch gesehen am meisten Anzeichen zu holozänen Klimaschwankungen vor (C. A. Burga 1979). Dieser boreale Klimarückschlag wirkte sich in einem grossen Höhenintervall auf die Vegetation aus und dürfte wohl während 500–1000 Jahren einen Einfluss gehabt haben. Dieser erstmals 1975 von C. A. Burga im Moorprofil «Lai da Vons» des Schams in Graubünden festgestellte boreale Arvenrückgang wurde in der Folge als «Schamser-Schwankung» bezeichnet.

Dieser Arven-Rückgang könnte nun in mehreren weiteren Moorprofilen der Bündner und Walliser Alpen bestätigt werden, so dass dieses vegetations-

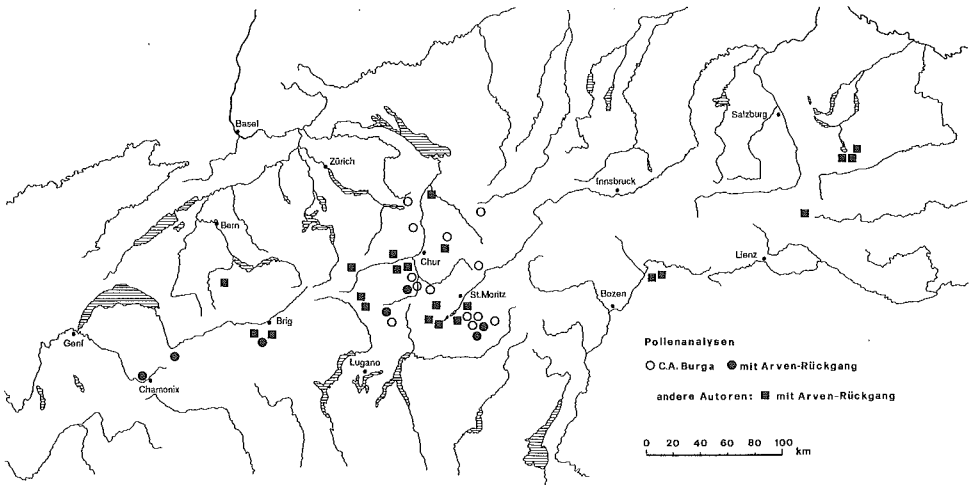


Bild 5 Daten zum Arven-Rückgang im Boreal.

Fig. 5 Evidence to the *Pinus cembra* recession during the Boreal.

geschichtlich-paläoklimatische Phänomen überregionale Bedeutung aufweist. In den betreffenden Pollendiagrammen gehen die Arvenprozentage um durchschnittlich 12%, in einigen Fällen sogar bis 50% zurück. Da bekanntlich die Arve ein typisch zentralalpines Nadelholz ist, muss sich ein derartiger paläoklimatischer Nachweis auf die Zentralalpen beschränken.

Die Schamser-Schwankung findet u. a. in folgenden Moorprofilen ihre Bestätigung: Im Oberhalbstein das Profil Sur; im Vorderrheintal und am Lukmanier die Profile Affeier, Brigels, Segnes, Campra und Acquacalda; im Prättigau das Profil Faninpass; im Oberengadin mehrere Profile bei St. Moritz und am Malojapass; im Puschlav die Profile Aurafreida und Selva; im Wallis die Profile Böhnigsee, Saas Fee und Lac de Champex; auf dem Simplon ein Profil im Bereich der Passhöhe; im Berner Oberland das Profil Obergurbs; in der Vallée de Chamonix das Profil La Flatière und schliesslich Profile aus dem Salzkammergut, den Hohen Tauern und dem Südtirol. Dieser Arvenrückgang kann aber in einigen Fällen auch sukzessionsbedingt vorliegen. Die sichersten paläoklimatischen Hinweise liefern jene Pollendiagramme, wo die Arvenkurve nach der borealen Depression deutlich wieder ansteigt und kein Dominanzwechsel mit anderen Baumarten stattfindet. Der boreale Klimarückschlag machte sich natürlich auch in andern Regionen mit ganz verschiedener Vegetation bemerkbar. So konnte beispielsweise H. J. Beug (1967) für 7600 v. h. in Dalmatien einen Klimawechsel zu trockenen Sommern feststellen, wobei die Eichenwälder zugunsten von Wacholder und Steinlinde zurückgingen. In Nordafrika, Mauretanien und Äthiopien ereigneten sich um 7500 v. h. kurze Trockenperioden (A. Faniran und L. K. Jeje, 1983). Gleichzeitig erfolgte ein Gletscher-Ausbruch in der Hudson Bay mit einer Hebung des

Meeresspiegels um 7–10 m in Europa. Diese borealen Trockenperioden könnten für den zentralalpinen Arvenrückgang die Erklärung liefern, wonach die Arve vor allem unter der Frosttrocknis zu leiden hatte.

5 Zusammenfassung und Schlussbemerkungen

Das Bild 6 zur Entwicklung des zentralalpinen Waldgürtels der Schweiz seit der Späteiszeit und der ungefähre Verlauf der klimatischen Schneegrenze sollen das Zusammenspiel von Klima und Vegetation in Abhängigkeit von Zeit und Höhenlage zusammenfassend verdeutlichen.

Dieses Diagramm mit der Zeitachse als Abszisse und den Höhenmetern als Ordinate stellt die Entstehung und Veränderung vom Wald- und Steppengürtel, vom alpinen Gürtel und die Wandlung zu Kulturland dar. Ferner sind aus dieser Darstellung der generelle Anstieg von Wald- und Schneegrenze an der Wende von der Spät- zur Nacheiszeit und die darauffolgenden klimatisch und anthropogen bedingten Schwankungen sowie die Einwanderung und Ausbreitung der wichtigsten waldbildenden Holzarten ersichtlich.

Die nach dem letzten *Würm*-Maximum um 18 000 oder 20 000 Jahre v. h. einsetzende Klimaverbesserung kommt in den gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel durch ein rasches, bisweilen sogar plötzliches Abschmelzen der

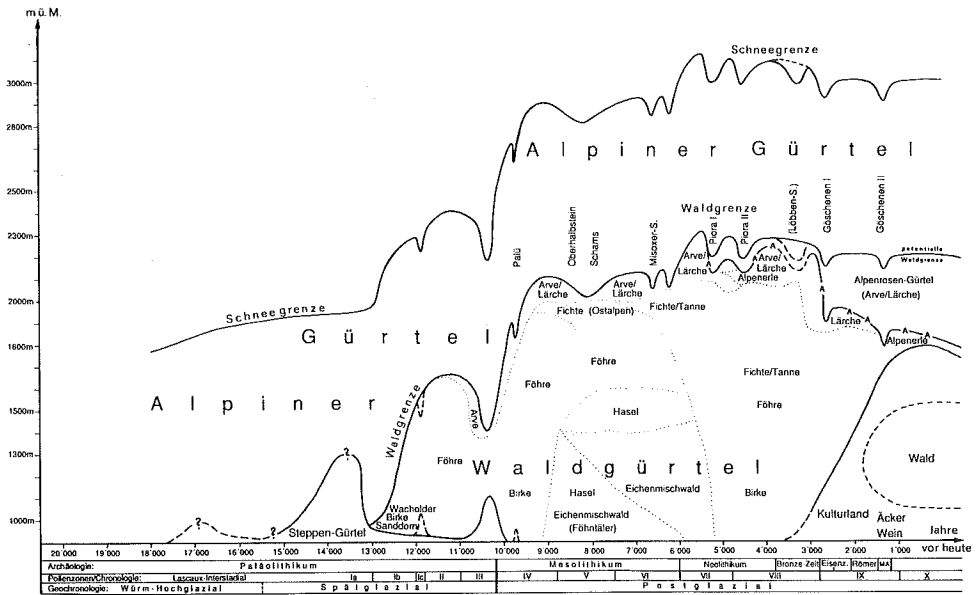


Bild 6 Entwicklung des zentralalpinen Waldgürtels der Schweiz seit der Späteiszeit.
 Fig. 6 Development of the Central Alpine forest belt of Switzerland since the Late-Würmian.

Gletscher um 15 000 v. h. zum Ausdruck. Innerhalb von etwa 2000 Jahren stieg die Oberflächentemperatur des Atlantiks um etwa 14° C (Golf von Biskaya). In dieser Zeit konnte sich ein Steppengürtel, bestehend aus Wermut, Gänsefußgewächsen, Nelkengewächsen, Gräsern und Meerträubel, auf dem eisfrei gewordenen Areal herausbilden. Während dieser Periode des Eiszerfalls änderte sich ein Weltall-Element, nämlich das Perihel. Vor 12 000–8000 Jahren fiel es mit dem Sommer auf der Nordhalbkugel zusammen und begünstigte so die Sommertemperaturen. Die extraterrestrische Sonnenstrahlung war damals um 7% höher (H. Flohn und R. Fantechi, 1983).

Im *Bölling*-Interstadial wurden viele Standorte durch die aufkommenden Sträucher, wie Wacholder, Sanddorn, Zwergweiden und die Birke besetzt. Dies ist die Reaktion auf die um 13 000 v. h. einsetzende starke globale Erwärmung. Die Wald- und Schneegrenze bewegte sich rasch in Höhen um 1500 bzw. 2300 m ü. M. Die diesbezügliche Kulmination wurde im *Alleröd*-Interstadial um 11 700 v. h. erreicht, wobei die späteiszeitliche Wiederbewaldung durch Föhre und Birke bis auf über 1600 m erfolgte. Aufgrund von Käferfaunen schloss G. R. Coope (1975) auf eine Erhöhung der Sommertemperatur um 10–12° C in weniger als 100 Jahren!

Der markante Klimarückschlag der *Jüngeren Dryas*, welcher sogar in Südfrankreich und Florida Vegetationsveränderungen bewirkte, zeichnet sich im ganzen Alpenraum durch eine Waldgrenzsenkung von 200–300 m ab. Der vorher stark eingeengte Steppengürtel erfuhr nochmals eine Reaktivierung, bevor er in der Nacheiszeit auf Spezialstandorte verdrängt wurde. Polares Wasser drang noch bis zum Golf von Biskaya vor, und das Schottische Hochland wurde erneut vergletschert (J. J. Lowe und M. J. C. Walker, 1984). Die Wende zur Nacheiszeit ist gekennzeichnet durch einen steilen Anstieg der Wald- und Schneegrenze auf 2100 bzw. 2900 m ü. M. Die im *Alleröd* eingewanderte Arve bildete nun im *Präboreal* zusammen mit der Lärche die Waldgrenze. Dieser Lärchen-Arven-Gürtel erfuhr im Lauf des *Boreals* eine klare Einengung als Folge des damaligen Klimarückschlags. Zu Beginn des *Älteren Atlantikums* erreichte die von E nach W wandernde Fichte die Bündner Zentralalpen. Wenig später sind eine maximal hohe Waldgrenze in durchschnittlich 2300 m und eine klimatische Schneegrenze bis über 3100 m als Ausdruck des nacheiszeitlichen Klimaoptimums festzustellen.

Im *Jüngeren Atlantikum* und am Übergang zum Subboreal sind wieder klare Anzeichen zu Klimaverschlechterungen vorhanden, die um 5000–4500 v. h. weltweit zu beträchtlichem Gletscherwachstum führten.

Seit dem ausgehenden Neolithikum ist an vielen Stellen der Zentralalpen die erste menschliche Rodungstätigkeit festzustellen. Diese zunächst mehr punktuellen Waldgrenz-Senkungen verstärkten sich seit der Eisen- und Römerzeit und besonders seit dem Frühmittelalter zu Waldgrenz-Depressionen von rund 300 m. Die Klimarückschläge der Eisenzeit und des Frühmittelalters übten auf diese Waldgrenzsenkungen einen zusätzlichen verstärkenden Effekt aus. Der Waldgürtel wurde nun von unten und von oben her eingeengt. Die

unteren Regionen lieferten nach der Rodung wertvolles Kulturland, während die alpwirtschaftlich genutzte Waldgrenz-Zone zu einer starken Einengung des Lärchen-Arven-Gürtels, stellenweise sogar zur völligen Zerstörung desselben führte. An dessen Stelle entwickelten sich meistens ausgedehnte Alpenrosen-Zwergsträucher-Bestände.

Fragen wir zum Schluss noch kurz nach der *praktischen Bedeutung* der Erforschung von Vegetations- und Klimageschichte, so treten zwei Hauptaspekte hervor, nämlich die Entwicklung unseres Klimas in der Zukunft und das damit zusammenhängende CO₂- und Ozon-Problem und andererseits der anthropogen bedingte Landschaftswandel.

Hier seien nur kurz zum zweiten Punkt einige Bemerkungen hinzugefügt. Die pollenanalytische Untersuchung geeigneter Sedimente liefert Grundlagenkenntnisse für Natur- und Landschaftsschutzgebiete. Sie kann anthropogene Veränderungen des Naturhaushaltes aufdecken. Ferner gestattet sie die zeitliche Einstufung bzw. Abfolge wichtiger landschaftsverändernder Vorgänge, wie Uferzerstörungen, Änderungen des Wasserhaushaltes und Veränderungen der Standortfaktoren, zu ermitteln.

Die Erforschung des Paläoklimas mit Hilfe der Vegetationsgeschichte weist noch viele ungelöste Probleme auf, die hier nur kurz angedeutet seien. So können gewisse Klimaschwankungen heute noch zuwenig genau zeitlich abgegrenzt werden. Es geht also um die exaktere chronologische Einstufung des Datenmaterials in eine universelle Zeitskala, die bis etwa 125 000 Jahre v. h. zurückreichen sollte.

Ferner gilt es, das Ausmass einer Phase schlechteren Klimas zu ermitteln. Schliesslich muss man bestrebt sein, die Vegetationsgeschichte und Paläoklimatologie über grössere Gebiete zu rekonstruieren.

6 Literatur

- Beug, H.J. (1967): On the forest history of the Dalmatian coast. Review of Palaeobotany and Palynology 2, 271–279.
- Buffon, G. L. L. Graf von (1778): Epoques de la Nature. In: Supplément à l'Histoire naturelle (par Buffon). A Paris, de l'Imprimerie royale, 1774–1789. 7 Bände.
- Burga, C. A. (1975): Spätglaziale Gletscherstände im Schams. Eine glazialmorphologisch-pollenanalytische Untersuchung am Lai da Vons (GR). Diplomarbeit Univ. Zürich, 72 Seiten, unpubl.
- Burga, C. A. (1979): Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz. Vjschr. Natf. Ges. in Zürich 124 (3): 265–283.
- Burga, C. A. (1988): Swiss vegetation history during the last 18 000 years. New Phytologist, 110, 581–602.
- Coope, G. R. (1975): Climatic fluctuations in northwest Europe since the Last Interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera. Geological Journal (special issue), 6, 153–168.
- Dansgaard, W. (1980): Palaeo-Climatic Studies on Ice Cores. In: Oeschger, H., Messerli, B. und Svilar, M. Das Klima, 237–245. Springer, Berlin, 296 Seiten.
- Faniran, A. und Jeje, L. K. (1983): Humid Tropical Geomorphology. Longman London, 414 Seiten.

- Flohn, H. und Fantechi, R. (1984): *The Climate of Europe: Past, Present and Future*. Dordrecht, 356 Seiten.
- Frenzel, B. (1967): *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters*. Vieweg Braunschweig, 291 Seiten.
- Frenzel, B. (1980): *Klima der letzten Eiszeit und der Nacheiszeit in Europa*. Veröffentlichungen der Joachim Jungius-Gesellschaft der Wissenschaft in Hamburg, 44, 9–46.
- Lichtenberg, G. C. (1902–1908): *Aphorismen*. Herausgegeben von A. Leitzmann. Deutsche Literaturdenkmale Nr. 123, 131, 136, 140, 141, Berlin.
- Lowe, J.J. und Walker M.J.C. (1984): *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman Essex, 389 Seiten.
- Oeschger, H. (1980): *In der Natur gespeicherte Geschichte von Umweltvorgängen*. In: Oeschger, H., Messerli, B. und Svilar, M. *Das Klima*, 209–236. Springer, Berlin, 296 Seiten.
- Zoller, H., Schindler, C. und Röthlisberger, H. (1966): *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet*. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, 77, 97–164.