UNIVERSITÄT AUGSBURG
Universitätsbibliothek

OPEN ACCESS
OPUS AUGSBURG

Untersuchung einer Doline auf dem Zugspitzplatt: ein palynologischer Beitrag zur holozänen Gletschergeschichte im Wettersteingebirge

Eberhard Grüger, Hermann Jerz

Angaben zur Veröffentlichung / Publication details:

Grüger, Eberhard, and Hermann Jerz. 2011. "Untersuchung einer Doline auf dem Zugspitzplatt: ein palynologischer Beitrag zur holozänen Gletschergeschichte im Wettersteingebirge." *E&G Quaternary Science Journal* 59 (1/2): 66–75. https://doi.org/10.3285/eg.59.1-2.06.

Nutzungsbedingungen / Terms of use:

CC BY 3.0

Dieses Dokument wird unter folgenden Bedingungen zur Verfügung gestellt: / This document is made available under these conditions:
CC-BY 3.0: Creative Commons - Namensnennung
Weitere Informationen finden Sie unter: / For more information see:
https://creativecommons.org/licenses/by/3.0/de/deed.de

E&G Quaternary Science Journal
Volume 59 / Number 1–2 / 2010 / 66–75 / DOI 10.3285/eg.59.1-2.06
www.quaternary-science.net

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 0424-7116

Untersuchung einer Doline auf dem Zugspitzplatt

Ein palynologischer Beitrag zur holozänen Gletschergeschichte im Wettersteingebirge

Eberhard Grüger, Hermann Jerz

Kurzfassung: Auf dem stark verkarsteten, nahezu vegetationslosen Zugspitzplatt im Wettersteingebirge (Nördliche Kalkalpen) gibt es in 2290 m Höhe eine Doline mit einer fast 1 m mächtigen Füllung aus lössähnlichem Feinsediment. Dieser Feinstaub enthält Pollen und Sporen in Mengen, die trotz der Lage des Untersuchungspunktes weit oberhalb der heutigen Waldgrenze ohne weitere Anreicherung für Pollenanalysen ausreichten. Trotz schlechter Pollenerhaltung konnten die basalen Schichten dieses Profils pollenanalytisch datiert werden. Das älteste Sediment wurde während des frühen Atlantikums, zur Zeit des thermischen Optimums des Holozäns, abgelagert. Eine AMS-Datierung bestätigt dies (7415 ± 30 BP). Seitdem wurde der Untersuchungspunkt nicht mehr von einem Gletscher überfahren. Der gut belegte Gletschervorstoss der Löbben-Schwankung (sog. Plattstand, zwischen 3400 und 3100 Jahren BP) hat die Doline gerade nicht mehr erreicht. Die bekannten holozänen Gletscherstände sind in einer Übersicht dargestellt. Die Zusammensetzung der Pollenspektren der beiden ältesten Proben und deren sehr hohe Pollenkonzentrationen erlauben den Schluss, dass die Entfernung der Doline zum Wald während des Atlantikums sehr viel geringer war als derzeit.

[Investigation of a doline on the Zugspitzplatt – a palynological contribution to the Holocene glacial history of the Wettersteingebirge]

Abstract: On the strongly karstified and almost unvegetated surface of the Zugspitzplatt, at an altitude of about 2290m in the Wettersteingebirge, there is a doline within which over a period of several thousand years a bed of fine loess-like sediment, almost 1m thick, has accumulated. Notwithstanding the situation of this locality far above the present tree-line, this infill contains quantities of pollen and spores sufficient for pollen analysis without use of any enrichment techniques. Despite poor pollen preservation, it was possible to date the basal layers of this profile on the basis of their pollen assemblages. AMS dating (7415 ± 30 BP) has confirmed that the oldest sediments were laid down during the early Atlantic period, the time of the thermal optimum of the Holocene. At least since that time this site has never been overridden by a glacier. The moraine associated with the Löbben Oscillation between 3400 and 3100 BP – here represented by the so-called Platt Stillstand (Plattstand) – did not quite reach the doline. A diagram shows known Holocene glacial limits. The composition of the pollen assemblages from the two oldest levels with high pollen concentrations strongly suggests that the distance between the doline and the forest was much less during the Atlantic than at present.

Keywords: *Zugspitzplatt, Schneeferner, doline, Holocene, pollen analysis*

Addresses of authors: **E. Grüger**, Albrecht von Haller-Institut für Pflanzenwissenschaften, Abteilung für Palynologie und Klimadynamik, Untere Karspüle 2, 37073 Göttingen. E-Mail: egruege@gwdg.de; **H. Jerz**, Institut für Physische Geographie und Quantitative Methoden der Universität Augsburg, Universitätsstraße 10, 86135 Augsburg. E-Mail: hjerz@yahoo.de

1 Einführung

Das Zugspitzplatt (Abb. 1) trug während der letzten Kaltzeit einen Gletscher, dessen letzte Reste die beiden Schneefermer sind. Seit den Untersuchungen durch Hirtlreiter (1992), der im Sommer 1991 anlässlich einer Exkursion mit Eiszeit- und Klimaforschern auf dem Zugspitzplatt zum Thema „Postglaziale Gletscherschwankungen“ über den Rückzug dieses Gletschers berichtete (vergl. Abb. 5), sind keine weiteren neuen Befunde zu diesem Thema publiziert worden. Lediglich zur restlichen Lebensdauer der Schneeferner gibt es neue Erkenntnisse (Hagg, Mayer & Steglich 2008). Ein weiteres wichtiges Thema der genannten Exkursion war die „Verkarstung des Wettersteinkalkes“ (Orth 1991). Es wurde zum Ausgangspunkt für die nachstehenden Untersuchungen. In dem Bemühen, das Fortschreiten der Verkarstung und den Eintrag rezenter Flugstäube auf dem Zugspitzplatt zu quantifizieren, hat Hüttl (1999), später Küfmann (2002/03, 2003, 2008), hier umfangreiche Untersuchungen durchgeführt.

Im Herbst 1992 wurde von den Verfassern das Zugspitzplatt erneut aufgesucht, mit dem Ziel, eine mit Bodenmaterial plombierte Doline näher zu untersuchen und mit Hilfe von Pollenanalysen Anhaltspunkte für die Datierung von postglazialen Gletscherständen zu erhalten. Die Doline befindet sich etwa 120 m südlich der Lift-Talstation „Weißes Tal“ in 2290 m ü.NN (R 4423 900, H 5252 650) in einer flachen Geländemulde mit einer dichten, von Gräsern dominierten Pflanzendecke (Abb. 3). Mit einer Grabung wurde ein 1 m tiefes Bodenprofil aufgeschlossen (Tab. 1), so dass Proben für pollenanalytische Untersuchungen entnommen werden konnten.

Die Doline im Oberen Wettersteinkalk enthält ein durchgehend humoses Bodenmaterial aus Sand und Schluff mit einem deutlichen Gehalt an Glimmer- und Quarzmineralen. Bodentypologisch handelt es sich um humoses Kolluvium (A-M-Profil, Tab. 1). Das Bodenmaterial ähnelt der Beschaffenheit von kalkfreiem Sandlöß. Das Liegende des humosen Feinbodens besteht aus Kalksteinschutt (Frostschutt) aus Wettersteinkalk.

E&G / Vol. 59 / No. 1–2 / 2010 / 66–75 / DOI 10.3285/eg.59.1-2.06 / © Authors / Creative Commons Attribution License

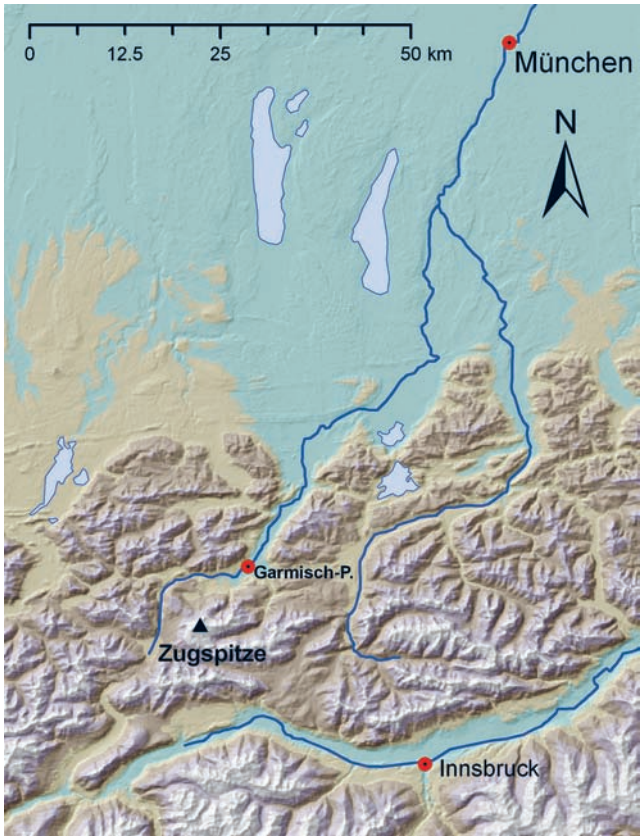

Abb. 1: Lage des Zugspitzplatts (W. Hagg).

Fig. 1: Location of the Zugspitzplatt (W. Hagg).

Hüttl beschrieb im Jahre 1999, später (2002/03, 2003, 2008) unter dem Namen Küfmann, vom Zugspitzplatt „silikatreichen Feinstaub", der neben den Leichtmineralen Glimmer, Feldspat und Quarz die Schwerminerale Granat, Hornblende und Epidot enthält, welche auf eine Herkunft aus den Zentralalpen hinweisen. Darüber hinaus lassen Quarzminerale auf einen Feinstaub-Ferntransport aus der Sahara schließen. Auf der Zugspitze wird regelmäßig Saharastaub registriert (Ries 5.3.2008, schriftlich). Der Hauptanteil der darin enthaltenen Ton- und Leichtmineralen dürfte jedoch aus der näheren (südlichen) Umgebung stammen.

2 Pollenanalyse im Hochgebirge

Pollenkörner können vom Wind sehr weit transportiert werden. In Pollenfallen am Hintereisferner (Ötztaleralpen), die von Mai bis September 1973 den Pollengehalt der Luft in 2440 bzw. 3030 m Höhe registrierten, wurden von Jochimsen (1986) 68 bzw. 81 Pollentypen erfasst, von denen 32 bzw. 37 von Gehölzen stammen (darunter *Castanea*, *Juglans* und *Olea*). Bortenschlager (1967) fand im Eis des Kesselwandferners im Ötztal (3240 m) nicht nur den zu erwartenden Blütenstaub der im weiteren Umkreis vorkommenden einheimischen Flora, sondern auch Pollenkörner, die aus der Sahara stammen müssen. Solcher Pollen ist in den Alpen wiederholt nachgewiesen worden. Er ist Teil der Staubfracht, die – wie bereits erwähnt – auch auf das Zugspitzplatt niedergeht. Ob Sedimente aus vegetationsarmen oder gar vegetationslosen Gegenden Pollenkörner enthalten, ist also weniger eine Frage des Pollentransports, sondern der jeweiligen Erhaltungsbedingungen.

Voraussetzung für die Erhaltung von Blütenstaub über lange Zeit ist, dass die Pollenkörner nach ihrer Ablagerung in sauerstoffarmem, nicht basischem Material eingeschlossen werden. Moore mit aufwachsendem Torf oder Seen, an deren Grund sich Sediment sammelt, sind deshalb die Orte, an denen bevorzugt Pollen erhalten bleibt. Gelegentlich ist dies auch an Stellen, an denen Bodenmaterial akkumuliert, möglich. Neuere Beispiele dafür haben Bortenschlager (1993, Moorprofil), Bortenschlager & Neuwinger (1994, Bodenprofil) und andere Autoren publiziert.

Die geringe Distanz der Höhenstufen der Vegetation zueinander bringt es mit sich, dass der vom Wind aufgenommene und weitertransportierte Pollen in den Gebirgen ein Gemisch von Pollenkörnern aus mehreren Höhenstufen darstellt. Die Pollenproduktion der lokalen Vegetation nimmt mit zunehmender Höhe ab. Entsprechend wächst der relative Anteil des ferntransportierten Pollens (Markgraf 1980). Weil der

Tab 1: Bodenprofil in der Schuttkarstdoline im Wettersteinkalk auf dem Zugspitzplatt.

Table 1: Soil profile of the doline on the Zugspitzplatt.

Tk 25 Nr. 8531/8631 Blatt Zugspitze; R 4423 900, H 5252 650, südlich der Talstation Weißes Tal, ca. 2290 m ü. NN. Aufnahme am 12.10.1992 (H. Jerz, E. Grüger)

0–40 cm	dunkelgrauer, sehr stark humoser, schluffiger Sand, schwach glimmerig; Gefüge feinsubpolyedrisch
40–64 cm	schwarzgrauer, sehr stark humoser, schluffiger Sand, schwach glimmerig; Gefüge feinpolyedrisch, mit schiefrigen, glänzenden Gefügeflächen
64–70 cm	dunkelbraungrauer, humoser bis schwach humoser, schwach schluffiger Sand, schwach glimmerig; feinsubpolyedrisch
70–90 cm	graubrauner, schwach humoser, schwach schluffiger Sand, schwach glimmerig; feinsubpolyedrisch
90–93 cm	gelbgraubrauner, schwach humoser, schwach schluffiger Sand, glimmerig, lößähnlich, locker
93–100 cm+	grauer, grobstückiger Kalksteinschutt aus Wettersteinkalk [Mittl. Trias]

Humusgehalte: 20–40 cm: 12,3 %, C/N-Verhältnis 9,3
40–60 cm: 12,0 %, C/N-Verhältnis 9,6

Abb. 2: Zugspitzplatt mit Schneefernerkopf (im Westen), im Vordergrund die untersuchte Doline.

Fig. 2: The Zugspitzplatt with the Schneeefernerkopf to the west; the doline investigated is in the foreground.

Abb. 3: Ausschnitt aus der Vegetationsdecke der untersuchten Doline. Der Durchmesser der Münze beträgt 2,5 cm.

Fig. 3: Close-up of the vegetation cover of the doline. The diameter of the coin is 2.5 cm.

Pollentransport in den Gebirgen in komplizierter Weise aerodynamischen Einflüssen unterliegt, die hauptsächlich von den sich im Tagesverlauf ändernden Temperaturen und den topographischen Gegebenheiten bestimmt werden (Bortenschlager 1988, Jochimsen 1986, Markgraf 1980), ist es in der Regel nicht ohne weiteres möglich, die oftmals wichtige Frage nach der Höhenlage der Waldgrenze und deren möglichen Verlagerungen zu beantworten. Oeggl & Wahlmüller (1994), die hierzu eine interessante Studie vorgelegt haben, konnten unter anderem zeigen, dass die von Kral (1971) verwandte Methode zur Lagebestimmung der Waldgrenze in den Alpen zuverlässige Ergebnisse bringt. Eindeutig wird Waldgrenznähe jedoch durch Makroreste von Arten, die nahe der Waldgrenze vorkommen, angezeigt, z.B. durch Arvenholz (*Pinus cembra*) oder Stomata von *Pinus* (Pott et al. 1995), sofern ein Transport durch fließendes Wasser ausgeschlossen werden kann und Windtransport nicht in Frage kommt. Bortenschlager (1992) stellte fest, dass die holozänen Temperaturänderungen „Waldgrenzschwankungen im Ausmaß von etwa 200 m verursacht" haben, ein Ergebnis, zu dem auch andere Autoren gekommen sind. Man darf davon ausgehen, dass die Waldgrenze zur Zeit des thermischen Optimums unserer Warmzeit, im Atlantikum, auch im Umkreis der Zugspitze überall dort, wo die Topographie es zuließ, ungefähr 200 m höher lag als die heutige potentielle natürliche Waldgrenze (vergl. dazu Kap. 4).

Hohe Baumpollenprozentwerte belegen nicht unbedingt die Existenz von Wald. So erreicht beispielsweise der Baumpollen in Sedimenten aus Gebieten oberhalb der Waldgrenze leicht Prozentwerte, die denen aus Waldgebieten entsprechen, denn gemessen an der geringen Pollenproduktion oberhalb der Waldgrenze, ist hier der Eintrag von Baumpollen aus den Wäldern der Region groß. Deshalb sollten bei der Deutung eines Pollendiagramms von einem hoch gelegenen Untersuchungspunkt immer auch die Pollenkonzentrationswerte (Zahl der Pollenkörner/cm^3), besser noch die Polleninfluxwerte (Zahl der Pollenkörner pro Flächeneinheit und Jahr) berücksichtigt werden. Eine Probe mit einem geringen jährlichen Polleneintrag kann nicht aus einem Waldgebiet stammen. Nach Bortenschlager (1992) „sinkt der Baumpollengehalt in waldfreien Gebieten im Relativdiagramm um etwa 20–30 % und im Konzentrationsdiagramm um etwa 1–2 Zehnerpotenzen ab." Die quantitativen Untersuchungen von Van der Knaap et al. (2001) in der Schweiz (Zermatt) bestätigten, dass sich die Polleninfluxwerte an der oberen Waldgrenze deutlich ändern, jedenfalls sofern die Waldgrenze noch einigermaßen intakt ist.

3 Methoden

Das untersuchte Profil wurde am 12.10.1992 ergraben und an der freigelegten Bodenprofilwand lückenlos beprobt. Im Labor wurden den so gewonnenen Ziegeln bis zu 2,5 cm^3 große Proben entnommen und für die Pollenanalyse in der herkömmlichen Weise aufgeschlossen (KOH, HCl, HF, Azetolyse). Die Feinstfraktion (<10 µm) wurde nicht im Ultraschallwasserbad abgesiebt, weil ein Versuch zeigte, dass dabei die kleinen Pollenkörner (sogar Pollenkörner der Hasel) nahezu ganz verloren gingen. Um die Berechnung der Pollenkonzentration zu ermöglichen, wurden den Proben nach der Bestimmung ihres Volumens vor Beginn der chemischen Aufbereitung *Lycopodium*-Sporen-Tabletten zugesetzt (Stockmarr 1971). Die Reihenfolge der beiden ersten Aufbereitungsschritte variierte. Es erwies sich als günstiger, mit der KOH-Behandlung zu beginnen; die Proben wurden „sauberer". Soll die Aufbereitung in basischem Milieu beginnen, müssen die *Lycopodium*-Sporen-Tabletten separat in schwacher HCl aufgelöst werden. Erst nach gründlichem Waschen der resultierenden Sporensuspension kann diese den Proben zugesetzt werden.

Zusätzlich wurden vier sog. Oberflächenproben (Proben A–D) untersucht. Sie enthalten den Pollenniederschlag der Jahre, die der Probennahme unmittelbar vorausgingen. Näheres zu diesen Proben in Kapitel 6.

Die Pollenprozentwerte sind auf die Summe aller Pollenkörner bezogen. Die Anteile der Farn- und Moossporen wurden nicht in die Grundsumme einbezogen, weil diese in den meisten Proben ein Mehrfaches der Pollensumme ausmachen.

Die Benennung der Pollentypen richtet sich im wesentlichen nach Beug (2004), zum geringeren Teil nach Moore, Webb & Collinson (1991).

E&G / Vol. 59 / No. 1–2 / 2010 / 66–75 / DOI 10.3285/eg.59.1-2.06 / © Authors / Creative Commons Attribution License

Das Pollendiagramm (Abb. 4) wurde mit Hilfe von PanPlot (Diepenbroek, Grobe & Sieger 2001) als Balkendiagramm erstellt und dann mit anderen Graphikprogrammen in Details überarbeitet. Die Werte aller Taxa – außer denen von *Selaginella selaginoides* und Polypodiaceae p.p. – sind im gleichen Maßstab dargestellt. Auch für das BP/NBP-Verhältnis und die Pollen- und Sporenkonzentrationen gelten andere Maßstäbe. Die Nachweise der selten gefundenen Pollen- und Sporentypen sind in Tab. 3 zusammengestellt.

Alle relevanten Daten (Zählungen, Koordinaten etc.) sind unter http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.728444 allgemein zugänglich.

4 Das nähere Polleneinzugsgebiet

Das Zugspitzplatt, eine morphologisch reich gegliederte Karsthochfläche von ungefähr 2,5 x 3 km Ausdehnung, kann – stark vereinfacht – als eine Mulde, umrahmt von mehrere hundert Meter hohen Felswänden, beschrieben werden, deren geneigter Boden von 2600 m NN im Westen ostwärts bis auf 2000 m abfällt (Abb. 2). Der hoch aufragende Grat mit der Zugspitze (2963 m) im Norden, Schneefernerkopf (2874 m) und Wetterspitzen (2746 m) im Westen, Wetterwandeck (2698 m) sowie die Plattspitzen (2676 m) im Süden als die bedeutendsten Erhebungen schirmen das Zugspitzplatt nach drei Seiten hin von tieferen Wuchsgebieten ab. Östlich der 2000 m-Isohypse vermittelt ein Steilabfall auf – horizontal gemessen – 1000 m Distanz zum 500 m tiefer gelegenen Reintal. Ebenso tief liegen im Nordosten des Platts der Höllentalanger und im Süden der Grund des Gaistals. Der Boden des ausgedehnten Ehrwalder Beckens und das Eibseegebiet, ungefähr 3,5 km westlich bzw. nördlich gelegen, liegen knapp 1000 m hoch.

Nach Credner, Hüttl & Rögner (1998) zählen die zwischen 2600 und 2350 m gelegenen (westlichen) Bereiche des Zugspitzplatts zur subnivalen Zone und der östliche Teil (2350–1980 m) zur alpinen Zone. Schuttflächen, Moränen und Festgestein machen den größten Teil des Platts aus (Abb. 2). Lediglich 16% des Zugspitzplatts (Rögner, K. & Koenig 2002/2003) tragen eine Pflanzendecke. Credner, Hüttl & Rögner (1998) kartierten die Vegetation des Platts und unterschieden in der subnivalen Stufe das Thlaspietum rotundifolii, das Leontodontetum montani und das Arabidetum caerulei sowie in der alpinen Stufe das Caricetum firmae und das Seslerio-Caricetum sempervirentis. In der subalpinen Zone (1980–1650 m) treten bereits Gehölze auf: neben Sträuchern wie *Rhododendron hirsutum* auch *Pinus mugo* (Legföhre). Die Waldgrenze liegt im Gebiet bei 1800 m

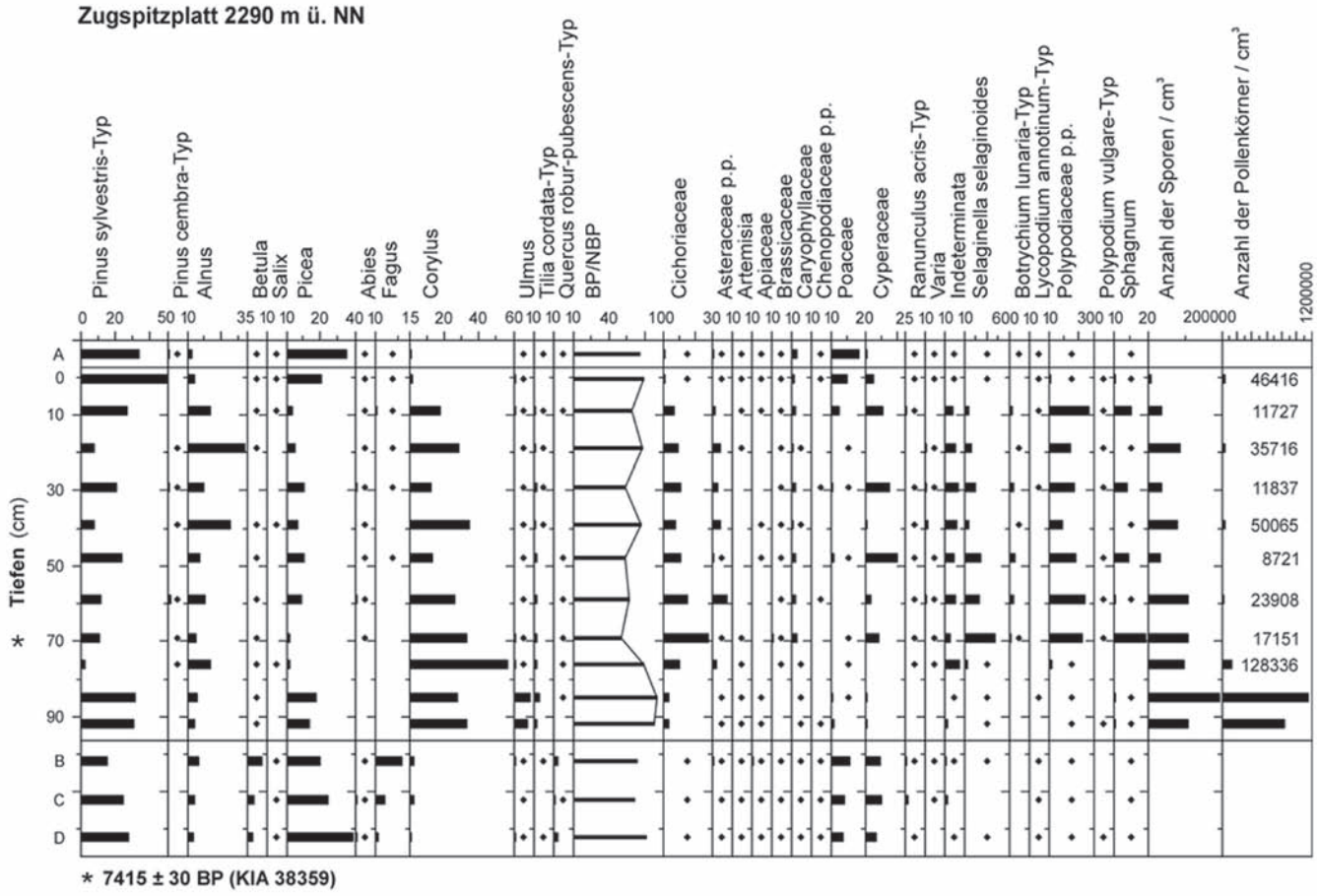

Abb. 4: Pollendiagramm. Als Grundsumme für die Prozentwertberechnung dient die Summe aller Pollenkörner (BP + NBP, incl. der Werte in Tab. 3). Die Buchstaben A bis D kennzeichnen die in Kap. 6 genannten, zusätzlich untersuchten Proben. Die Rauten markieren Proben, in denen die berechneten Prozentwerte (meistens unter 1%) wegen des gewählten Maßstabs nicht deutlich darstellbar sind.

Fig. 4: Pollen diagram. The pollen sum for the percentage diagram is based on the sums of all pollen grains (AP + NAP), including those shown in Table 3. The additional pollen samples, discussed in Section 6 are labelled A to D. The diamond symbols denote where the percentage values are so low (mostly below 1%) that they cannot be shown at this scale.

NN, ist aber im Zugspitzmassiv oftmals in viel geringerer Höhe ausgebildet (Oeggl 21.4.2008, schriftl.). Legföhren findet man hier noch in Höhen von etwa 2000 m NN.

Die mit Feinmaterial gefüllte Doline, aus der das pollenanalytisch untersuchte Profil stammt, trägt eine geschlossene Pflanzendecke von ungefähr 100 m² Ausdehnung, vor allem Gräser, die zur Zeit der Probennahme überwiegend sehr kurz abgefressen waren, aber auch ausgedehnte Bestände von *Polytrichum* (Abb. 2 und 3). Aus verschiedenen Gründen war es nicht möglich, hier eine pflanzensoziologische Aufnahme zu machen. Freundlicherweise bemühte sich später Klaus Lewejohann (Göttingen), getrocknete Belegstücke von zwei Grasarten zu bestimmen. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelte es sich bei der einen Art um *Poa supina* Schrader. Beim zweiten Gras war nicht zu entscheiden, ob es sich um *Sesleria albicans* Kit. ex Schultes, eine *Phleum*-Art oder um ein anderes Gras handelte. Das *Polytrichum* bestimmte Dr. Jochen Heinrichs (Göttingen) als *P. piliferum* Hedw.

Die Pollenmenge, die von der Vegetation in der Doline erzeugt wird, kann nicht groß sein, und der spärliche Bewuchs des übrigen Zugspitzplatts trägt mit Sicherheit nicht viel zum Polleneintrag bei, zumal die meisten Taxa der hier vorkommenden krautigen Arten insektenblütig sind (Compositae, Caryophyllaceae, Cruciferae etc.) und nur wenige windblütig (Gräser, Seggen). Man wird demnach davon ausgehen können, dass außer dem Baumpollen auch ein beträchtlicher Anteil des Nichtbaumpollens, der in der Füllung der Doline erhalten ist, Fernflugpollen ist.

5 Pollenerhaltung

Die Pollenerhaltung ist im gesamten Profil schlecht, doch wurden in jeder Probe auch gut erhaltene Pollenkörner beobachtet, allerdings nur in geringer Zahl. Viele Pollenkörner, vor allem solche der Hasel, waren nur noch „Schatten ihrer selbst", sehr dünnwandig und klein. Von den sog. EMW-Arten war der robuste *Tilia*-Pollen regelmäßig und am häufigsten zu erkennen, während *Quercus*-Pollen – obwohl ebenfalls zu erwarten – nur vereinzelt nachgewiesen werden konnte. Dagegen sind die Polypodiaceen-Werte – außer in den beiden ältesten Proben (hier nur 1,8 und 2%) – auffallend hoch. Sie liegen nach einem etwas höheren Wert (25%) in 76 cm Tiefe in den jüngeren Proben zwischen 96 und 266%. Die jüngste Probe des Profils, der oberste cm des Profils, weist mit 12,3% wieder einen geringen Wert auf. Dagegen enthält das Pollenspektrum aus einem *Polytrichum*-Polster der Doline (Probe A), in dem sich während der letzten Jahren vor der Probennahme Sporen und Pollenkörner angesammelt haben, nur 2% Farnsporen. Vergleichbar gering ist der rezente Sporenanflug in den Ötztaler Alpen (Jochimsen 1986). Nur je 4,1% der an zwei hoch gelegenen Stationen am Hintereisferner (2440 und 3030 m) aufgefangenen Pollenkörner und Sporen waren Farnsporen, in tieferer Lage bei Vent (1990 m) sogar nur 0,9%. Auch alle Proben eines Bodenprofils auf der Liebener Rippe im Ötztal (2960 m) – mit Ausnahme der tiefsten Probe – enthielten nur wenig (<5%) Farnsporen (Bortenschlager & Neuwinger 1994), und im Pollendiagramm vom höchstgelegenen Moor der Ostalpen (Bortenschlager 1993) übersteigt die Farnsporensumme nie 2%. In Profilen aus tieferen Lagen können die Farnwerte durchaus höher sein, doch werden selten mehr als 10 bis 15 % erreicht (z.B. Plancklacke, 2140 m, Oeggl & Wahlmüller 1994).

Hohe Farnsporenwerte sind meistens das Ergebnis einer „Anreicherung" infolge von Pollenzersetzung; sie zeigen den Verlust von Pollen an. Am längsten bleiben derbwandige Pollenkörner, wie der Pollen von *Tilia*, erhalten. Solche Pollentypen sind deshalb bei schlechter Pollenerhaltung in den Pollenspektren übervertreten.

Mit den Sporen des Dornigen Moosfarns *Selaginella selaginoides,* der in den Hochlagen der Alpen vorkommt, verhält es sich offenbar ähnlich wie mit den Sporen der Polypodiaceen. Der Oberflächenprobenwert des Moosfarns (Probe A) ist 1,4%, und auch seine Werte sind nur in den beiden ältesten und in der jüngsten Proben niedrig (10,9; 13,6; 7,3%). Dass die *Selaginella*-Werte im Profil bis auf mehr als 400% ansteigen, wird wohl ebenfalls eine Folge der schlechten Erhaltungsbedingungen in der Doline sein.

Über die Ursache der Pollenzersetzung kann nur spekuliert werden. Es ist bekannt, dass die Pollenerhaltung in basischen Böden schlechter ist als in sauren. Gute Durchlüftung und wechselfeuchte Bedingungen erleichtern den Abbau der Exinen. Möglicherweise enthält die Dolinenfüllung nur deshalb noch Pollen, weil der Winter auf dem Zugspitzplatt sehr lange andauert.

6 Weitere Pollenspektren

Zusätzlich zu den Proben aus der Dolinenfüllung (0 bis 92 cm Tiefe) wurde der Pollen- und Sporengehalt von vier weiteren Proben (A bis D, Abb. 4, Tab. 3) untersucht:

Probe A: *Polytrichum*-Rasen aus der untersuchten Doline, 2290 m ü. NN.

Probe B: Moosrasen aus dem Lerchwald östlich des Eibsees, ca. 900 m ü. NN.

Probe C: OH-Horizont (unter 5 cm Streu und Streuzersatz) eines Rohhumusprofils im Lerchwald (Tab. 2).

Probe D: Sedimentoberflächeprobe aus dem Einlauf des Frillensees in den wenig südlicher gelegenen Eibsee (973 m ü. NN).

Lerchwald, Frillensee und Eibsee liegen ungefähr 6 km nördlich der untersuchten Doline.

Die Pollenerhaltung ist in diesen vier Proben ausgezeichnet. Der in den Proben A und B enthaltene Pollen hat sich innerhalb weniger Jahre, vermutlich größtenteils im Verlauf des Jahres 1982, in den Moosrasen angesammelt.

Die Unterschiede zwischen den Pollenspektren der Pro-

Tab. 2: Bodenprofil im Lerchwald westlich Grainau.

Table 2: Soil profile of Lerchwald (W of Grainau).

TK 25 Nr. 8532/8632 Blatt Garmisch-Partenkirchen, R 4425 330, H 5259 180, ca. 900 m ü NN. Aufnahme am 13.10.1992 (H. Jerz, E. Grüger)

OL + OF	5 cm	Streu und Streuzersatz
OH	25 cm	grauschwarzer Rohhumus
Cv1	10 cm	Steinlage, sandig, gelblichgrau, vermutlich durch Windwurf entstanden
fOH	5 cm	schwarzbrauner Rohhumus
Cv2+Cn	30 cm+	grauer Blockschutt aus Wettersteinkalk

E&G / Vol. 59 / No. 1–2 / 2010 / 66–75 / DOI 10.3285/eg.59.1-2.06 / © Authors / Creative Commons Attribution License

Tab. 3: Verzeichnis der selten nachgewiesenen Pollen- und Sporentypen. Die Buchstaben A, B, C und D kennzeichnen die in Kap. 6 genannten Proben.

Table 3: List of rare pollen and spore types. For information concerning samples of A, B, C and D see chapter 6.

Tiefen (cm) / Probe	A	0	9	19	29	39	48	59	69	76	85	92	B	C	D
Larix		0,1											1,8	0,7	0,4
Juniperus communis-Typ			0,1										0,1		
Hippophae												0,1	0,1		
Taxus									0,1						
Tilia platyphyllos-Typ													0,1		
Fraxinus excelsior-Typ													1,2	0,4	0,4
Acer							0,1				0,1		0,4	0,3	0,3
Juglans													0,1		0,1
Castanea	0,1	0,1											0,1		
Ostrya-Typ		0,1													
Carpinus betulus													0,2	0,1	0,3
Viscum album												0,1			
Ribes	0,1														
Sambucus nigra-Typ		0,1											0,4	0,2	
Vitis															0,1
Humulus-Cannabis	0,1														
Vaccinium-Typ	0,1				0,2			0,2	0,1				1,0	4,4	0,1
Calluna vulgaris		0,1													
Centaurea jacea-Typ	0,1											0,1			
Campanulaceae	0,1		0,1				0,1						0,2		0,1
Helianthemum nummularium-T.	0,1		0,2	0,1									0,1		
Plantago lanceolata-Typ	0,1	0,6											1,0	0,8	0,9
Plantago major-media-Typ														0,8	0,2
Plantago maritima-Typ		0,1											0,6		
Polygonum aviculare-Typ	0,1														
Bistorta vivipera					0,1										
Polygonum bistorta-Typ			0,1				0,1								
Persicaria amphibia															0,1
Rumex acetosa-scutatus-Typ	0,2	0,1											0,3	0,1	0,5
Rosaceae p.p.	0,1	0,1											0,1	0,9	0,3
Filipendula	0,1														
Cerealia-Typ		0,1											0,4	0,1	
Rubiaceae	0,1												0,1	0,1	0,1
Valeriana			0,1												
Sparganium-Typ															0,1
Knautia												0,1			
Scrophulariaceae p.p.													0,1	0,1	
Pteridium aquilinum	0,1	0,1			0,1										0,1
Huperzia selago			0,1						0,6	0,1					0,1
Botryococcus									0,1						0,1
Pediastrum boryanum			0,1									0,1			0,6
Sporomorphe				1,3	0,2	1,7		0,4							

ben A und 0 cm (= 0 bis 1 cm Tiefe) des Profils vom Zugspitzplatt sind – wie zu erwarten – gering. Sie mögen dadurch bedingt sein, dass die Proben eine unterschiedliche Anzahl von „Blühjahren" (= Jahre, in denen die Baumblüte besonders intensiv ist) repräsentieren und die in den Proben enthaltenen Pollenkörner und Sporen ungleich lange (Probe 0 cm vielleicht 100 Jahre, Probe A wohl kaum mehr als drei Jahre lang) den Einflüssen, die zum Abbau der Exinen führen, ausgesetzt waren.

Die Pollenspektren B, C und D geben die Zusammensetzung des Pollenanflugs in dem mehr als 1000 m tiefer gelegenen, heute von Nadelbäumen dominierten, aber auch Rotbuchen enthaltenden Bergmischwald des Eibseegebietes in jüngster Zeit wieder. Der Vergleich mit den beiden jüngsten Pollenspektren vom Zugspitzplatt vermittelt einen Eindruck von der unterschiedlich guten Verbreitungsfähigkeit der einzelnen Pollentypen.

7 Überlegungen zur Altersbestimmung und zur Vegetationsgeschichte

Für die Datierung des Profils durch Vergleich der Befunde vom Zugspitzplatt (Abb. 4) mit datierten Vegetationsabfolgen aus der Umgebung stehen aus dem Lermooser Becken (Oeggl 2004, Kral 1989) und aus dem Werdenfelser Land (Weber 1999) neuere Pollendiagramme zur Verfügung. Von besonderer Bedeutung für die Datierung der Profilbasis ist das Verhalten der Fichte.

Die *Picea*-Werte betragen in den beiden ältesten Proben des Profils (85 und 92 cm) 13,3 bzw. 17,6%. Bis zum 20. Jahrhundert erreichen die Fichtenwerte nicht mehr diese Höhe, dann aber überschreiten sie diese (Probe 0 cm: 20,7%; Probe A: 34,9%).

Nach Weber (1999) begann die Massenausbreitung der Fichte (*Picea*) im bayerischen Abschnitt des oberen Loisachtals am Beginn des Atlantikums (ungefähr 7000 Jahre cal. BC), auf der Seefelder Hochfläche dagegen bereits im Boreal (um 7500 cal. BC, Wahlmüller 1985). Diese Aussagen beruhen auf Radiocarbondaten vom Stanglmoos (7947±80 BP, Picea 20%; 1115 m NN, Weber 1999) und Katzenloch (8450±120 BP, *Picea* 10%; 1220 m NN, Wahlmüller 1985). Die Begriffe „Boreal" und „Atlantikum" sind als Chronozonen im Sinne von Mangerud et al. (1974) zu verstehen.

Die atlantischen Fichtenbestände im Loisachtal waren – in nordwestlicher Richtung – höchstens 5 km vom Untersuchungspunkt auf dem Zugspitzplatt entfernt, die im Profil Katzenloch bereits für das Boreal belegten Vorkommen südöstlich des Platts kaum 10 km. *Picea*-Pollen aus beiden Gegenden konnte das Zugspitzplatt leicht erreichen, auch der von der Seefelder Hochfläche, sofern die zur Blütezeit der Fichte vorherrschende Windrichtung auch damals schon die nordwestliche war (nach Daten vom Patscherkofel bei Innsbruck und von der Zugspitze).

Die ältesten Sedimente des Profils Zugspitzplatt könnten demnach aus dem jüngeren Boreal stammen. Das Ergebnis der AMS-Datierung einer Probe Dolinensediment erlaubt ein solches Alter, denn bei einer Gesamtlänge des Profils von 92 cm ergab sich für eine Probe aus 69 bis 72 cm Tiefe bereits ein aus Radiocarbonalter von 7415±30 BP (= 6378–6229 cal. BC, Tab. 4).

Die Pollenspektren der beiden ältesten Proben fallen nicht nur durch die Höhe der Fichtenanteile auf, sie weisen auch die niedrigsten Nichtbaumpollenwerte (7 bzw. 9,8%), die mit Abstand höchsten Ulmen-Werte (7,1 und 8,1%) und den höchsten Lindenwert (2,9%) des gesamten Pollendiagramms auf. Die Anteile der Indeterminaten sowie der Sporen von Polypodiaceen und *Selaginella* sind in diesen Proben gering. Dies spricht dagegen, dass in diesem Profilbereich ein bedeutender Anteil des sedimentierten Pollens durch Zersetzung verloren ging. Allenfalls die hohen Lindenwerte könnten als Hinweis auf Pollenkorrosion gewertet werden; sie könnten aber wie die Ulmen- und die Nichtbaumpollenwerte ebenso gut Folge des Näherrückens der Wälder unter den günstigeren klimatischen Verhältnissen des Atlantikums sein. Dazu passt sehr gut der Fund eines Pollenkorns der Mistel (*Viscum*) in der Grundprobe. Die Mistel kommt nur in Gebieten mit warmen Sommern vor. Als insektenblütige Art produziert sie nur wenig Blütenstaub, so dass selbst geringen Nachweisen dieser Art relativ große Bedeutung zukommt.

Die Ablagerung von Feinstaub in der Doline begann demnach während des holozänen Klimaoptimums, d.h. im Atlantikum.

Es liegt nahe, die sehr hohen Pollenkonzentrationen, ein Charakteristikum des ältesten Profilabschnitts, zur Stützung dieser Aussage zu verwenden. Die beiden ältesten Proben enthalten 1.162.703 bzw. 844.535 Pollenkörner je 1 cm^3 (PK/ cm^3). Das ist ein Vielfaches der Werte, die für den jüngeren Teil des Profils ermittelt wurden. Genauere Überlegungen zeigen aber, dass die Verhältnisse komplizierter sind.

Es ist bekannt, dass der jährliche Polleneintrag oberhalb der Waldgrenze geringer ist als im Walde. Exakte Messwerte dazu fehlen aber fast völlig. Für das Niederhorngebiet im Berner Oberland), wo von März bis November 1970 Pollenfallen betrieben wurden, nennt Markgraf (1980) folgende Werte: In 1969 m Höhe, oberhalb der dort bei 1800 m Höhe liegenden Waldgrenze, fielen damals auf jeden cm^2 4436 Pollenkörner. In 1565 m Höhe waren es 5187 PK/ cm^2 x a, in 740 m Höhe sogar 19.891 PK/ cm^2 x a. Dabei ist zu beachten, dass die Influxwerte – wie schon Grosse-Brauckmann (1978, Seite 245) zeigte – von Jahr zu Jahr beträchtlich variieren.

Die sieben Jahre laufenden Polleninfluxmessungen von Van der Knaap, Van Leeuwen & Ammann (2001) haben gezeigt, dass dies auch für die Schweizer Alpen zutrifft. Die genannten Autoren nennen allerdings nur für ausgewählte Baumarten Influxwerte. Für Messstationen oberhalb der Waldgrenze bei Zermatt werden Daten mitgeteilt, die eher einen niedrigeren Gesamtinflux erwarten lassen, als Markgraf (1980) am Niederhorn ermittelt hat.

Drescher-Schneider (unveröffentlicht) untersuchte den Pollengehalt von Sedimentproben aus dem 2796 m hoch gelegenen Schwarzsee ob Sölden im Ötztal. Aus 131 Einzelwerten errechnete sie für den Zeitraum, der auch im Profil Zugspitzplatt erfasst ist, einen durchschnittlichen Polleninfluxwert von 3200 Pk/cm^2 x a. Bei der Beurteilung dieses Wertes ist zu bedenken, dass Pollen in einem See leicht verlagert werden kann. Wäre dies der Fall gewesen, dann wäre der tatsächliche Influx geringer als es der berechnete Wert nahe legt.

Setzt man die für die untersten 20 cm Sediment des Profils ermittelten Pollenkonzentrationen in Beziehung zu den von Markgraf (1980) für Wald mitgeteilten Polleninflux-Werten, dann ergibt sich für diesen Profilabschnitt eine Sedimentationsdauer von ca. 2500 Jahren. Das Alter der Grundprobe würde damit an den Beginn des Holozäns rücken. Das ist aus vegetationsgeschichtlichen Gründen (*Picea*!) nicht möglich. Die Ablagerung dieser Sedimente kann nicht einmal 1000 Jahre gedauert haben. Es hat demnach einen Eintrag zusätzlichen Pollens aus der Umgebung gegeben.

Tab. 4: Auszug aus den Informationen von P.M. Grootes (Leibniz-Labor der Universität Kiel) zur AMS-Datierung.

Table 4: Information concerning the AMS dating by P.M. Grootes (Leibniz-Laboratory, University of Kiel, Germany).

Labornummer: KIA 38359, 32 g Flugstaub, Probe aus 69-72 cm Tiefe.

Fraktion	PMC (korrigiert)	Radiokarbonalter	δ13C(‰)
Sediment, Laugenrückstand, 15.7 mg C	39.73 ± 0.16	7415 ± 30 BP	-23.58 ± 0.16
Sediment, Huminsäure, 0.5 mg C	40.80 ± 0.19	7200 ± 35 BP	-23.95 ± 0.27

Kalibrierte Altersbereiche:
Laugenrückstand: cal BC 6378 - 6229 / cal BP 8328 - 8179
Huminsäure: cal BC 6113 - 6000 / cal BP 8063 - 7950
(2 Sigma, 95.4 % Wahrscheinlichkeit, Kalibrierung nach Reimer et al. 2004)

„Der Altersunterschied dürfte wohl einem Beitrag von jüngeren mobilen Huminsäuren zuzuschreiben sein. Der Altersunterschied von Laugenrückstand und Huminsäure ist aber nicht besonders groß und das Alter der Huminsäurefraktion unterstützt damit generell die Zuverlässigkeit des Laugenrückstandsalters" (P.M.Grootes, schriftlich 29.07.2009).

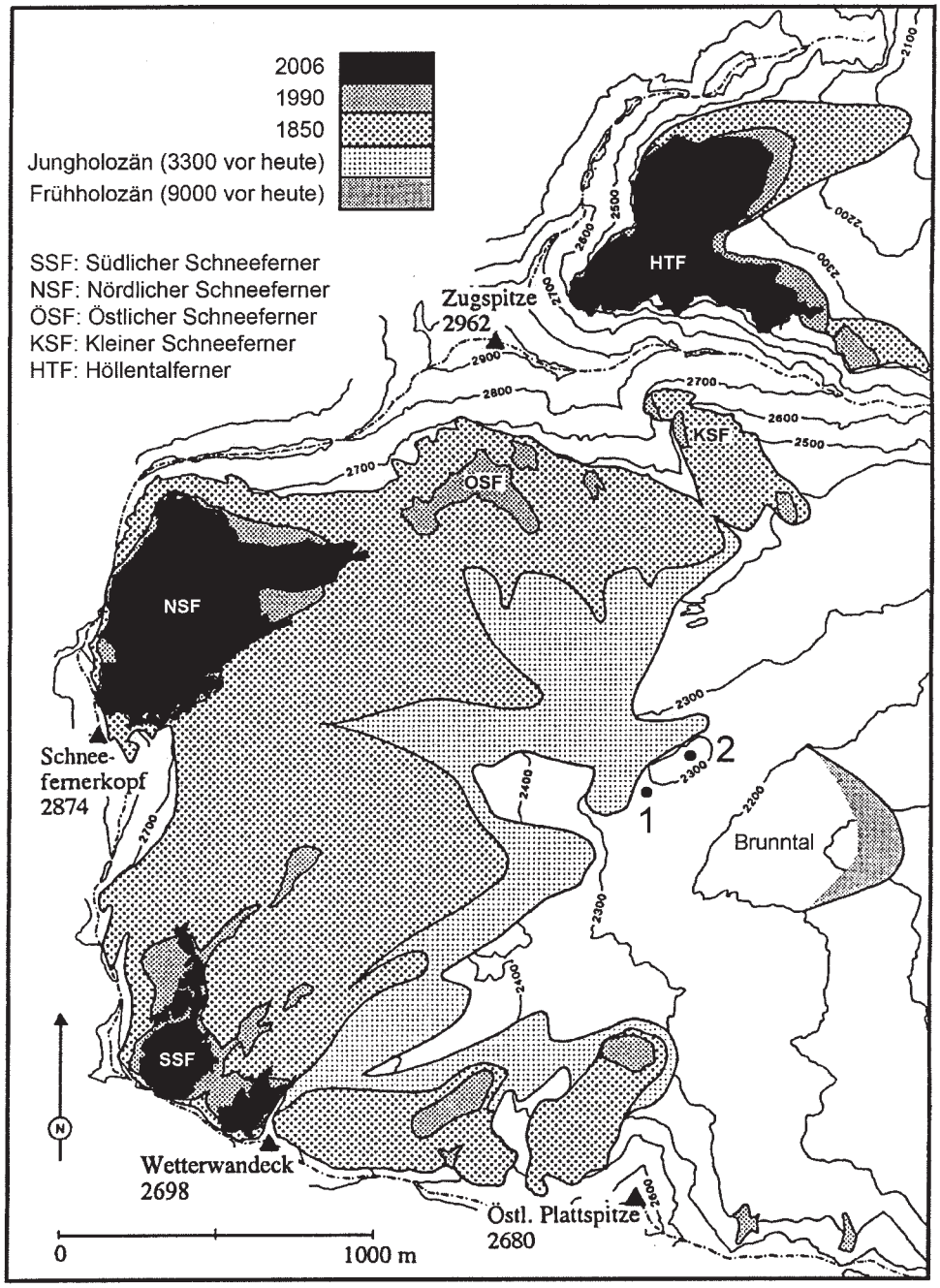

Abb.5: Holozäne Gletscherstände auf dem Zugspitzplatt und im Höllental (nach G. Hirtlreiter (1992) und W. Hagg (frdl. schriftl. Ergänzung 2008). 9000 v.h. = Brunntalstand; 3300 v.h. = Plattstand; Gletschergrenzen 2006: www.bayerische-gletscher.de
1 = Lage der untersuchten Doline; 2 = Position des Paläobodens.

Fig. 5: Extent of the Holocene glaciers on the Zugspitzplatt and in the Höllental after G. Hirtlreiter (1992) and W. Hagg (updated, pers. comm. 2008). 9000 BP = Brunntalstand; 3300 BP = Plattstand; extent of the glaciers in 2006 according to: www.bayerische-gletscher.de
1 = position of the doline; 2 = position of the palaeosoil.

Höchst unrealistisch ist auch der sehr niedrige durchschnittliche Wert des jährlichen Polleneintrags (240 Pk/cm² x a), der sich bei Annahme kontinuierlicher Sedimentation während der letzten 8300 Jahre (lt. AMS-Datierung) für die oberen 70 cm des Profils ergibt. Für diese Zeit muss ein beträchtlicher Eintrag von Bodenmaterial aus der Umgebung angenommen werden. Die vergleichsweise hohen Sporenkonzentrationen (9.175 bis 110.192 Sporen/ml; Mittelwert 63.164 Sporen/ml), die den in diesem Teil des Profils geringen Pollenkonzentrationen gegenüber stehen, deuten darauf hin, dass ein hoher Anteil des ursprünglichen Pollengehalts durch Korrosion verloren gegangen ist. Im ungünstigsten Fall sind die Sporenwerte 6,4 mal größer als die Pollenwerte. Vermutlich enthielt das umgelagerte Material bereits zur Zeit der Umlagerung nur noch wenig Pollen, denn die Erhaltungsbedingungen für Pollen sind in oberflächennahen Schichten meistens ungünstig.

Der jährliche Eintrag von Flugstaub ist gering. Er liegt im Sommer bei 17 µm (= 17 cm in 10.000 Jahren) und ist im Winter unbedeutend (Küfmann 2002/2003). Schon diese Tatsache beweist, dass der überwiegende Teil des jüngeren Sediments aus der Umgebung eingeschwemmt worden ist.

Damit ergibt sich folgendes Bild: Zur Zeit des thermischen Optimums des Holozäns war die Pflanzendecke oberhalb der damals nahe gelegenen Waldgrenze vermutlich geschlossen. Die Bodenerosion war deshalb – bei hohem Polleneintrag – gering. Jeder cm der basalen Sedimente umfasst sehr viele Blühjahre. Dies führt zu hohen Pollenkonzentrationen.

Mit dem Absinken der Waldgrenze wurde die Pflanzendecke lückiger und verschwand schließlich fast ganz. Entsprechend nahm die Bodenerosion bei gleichzeitig abnehmendem autochthonem Polleneintrag zu. Das jetzt in großer Menge umgelagerte Bodenmaterial enthielt nur noch wenig Pollen und dieser war schlecht erhalten.

Die hohen Pollenkonzentrationen der ältesten Proben

vom Zugspitzplatt sind demnach ohne weiteres durch die Nähe von Wald zu erklären. Dieser war zur Zeit des thermischen Optimums des Postglazials, soweit die topographischen Gegebenheiten es erlaubten, näher an die untersuchte Doline auf dem Zugspitzplatt heran gerückt. Wahrscheinlich war der tiefer gelegene östliche Teil des Zugspitzplatts während des Atlantikums bewaldet.

Wichtigstes vegetationsgeschichtliches Ereignis nach der Ausbreitung der Fichte waren im Gebiet die Einwanderung und Ausbreitung von Rotbuche (*Fagus*) und Tanne (*Abies*). Die Rotbuche spielt im Untersuchungsgebiet aus standörtlichen Gründen heute nur eine untergeordnete Rolle. In der Moosprobe aus dem Lerchwald (Probe B) ist sie mit 11,8% vertreten. Noch häufiger darin nachweisbar ist die Fichte (19,3%), während die Tanne (0,2%) pollenanalytisch kaum fassbar ist. In den Proben C (OH-Horizont Lerchwald) und D (Frillensee) ist Rotbuchenpollen seltener nachgewiesen als in Probe B, dafür erreichen die Nadelbäume, vor allem die Fichte, deutlich höhere Werte. Angesichts dieser Tatsache und weil Buchenpollen bei schlechter Pollenerhaltung rasch unkenntlich wird, verwundert es nicht, dass *Fagus* bei so geringen Werten in den tiefen Lagen in der Oberflächenprobe vom Zugspitzplatt (Probe A) nur mit 0,2% vertreten ist. Ähnliches gilt für den Tannenpollen, dessen Luftsäcke allerdings auch bei schlechter Pollenerhaltung in der Regel bestimmbar sind. Dementsprechend sind die Tannenwerte auf dem Zugspitzplatt geringfügig höher als die Werte der Rotbuche.

Man wird davon ausgehen können, dass die Proben des Profils aus der Doline, die Pollen der Rotbuche und der Tanne enthalten, erst nach der „Massenausbreitung" der beiden genannten Baumarten in der weiteren Umgebung abgelagert wurden und nicht bereits zu Zeiten, als die beiden Arten selbst in der Bergwaldstufe noch nur schwach vertreten waren. Um das Fehlen von Nachweisen zu sichern, wurden deshalb in den für dieses Problem wichtigen Proben jeweils mehr als 1000 Pollenkörner gezählt, ein Vorgehen, das angesichts der schlechten Pollenerhaltung eigentlich nicht zu rechtfertigen war.

Die Pollendaten vom Zugspitzplatt sprechen dafür, dass sich die Tanne im Polleneinzugsgebiet früher ausbreitete als die Rotbuche. Das stimmt mit den Befunden aus dem Lermooser Becken überein. Hier breitete sich die Tanne (*Abies*) um 5500 BP (= 6200 cal. BP = 4250 v.Chr), d.h. gegen Ende des Atlantikums aus, die Rotbuche (*Fagus*) fünfhundert Jahre später (Oeggl 2004). Die Pollendiagramme aus dem Werdenfelser Land (Weber 1999) vermitteln sowohl hinsichtlich des Zeitpunkts des Beginns der Massenausbreitung als auch bezüglich der Frage, ob sich die beiden Arten gleichzeitig oder nacheinander ausbreiteten, ein sehr uneinheitliches, letztlich widersprüchliches Bild. So weisen z. B. im Profil Kreuzjoch I (1700 m, nordöstlich des Zugspitzplatts) bereits Proben aus dem Jüngeren Atlantikum die höchsten Werte auf, welche die beiden Arten in diesem Diagramm erreichen. Im nur wenige km entfernten Zierwaldmoos (1100 m) dagegen, bei Grainau im Loisachtal, gibt es erst in Proben aus dem jüngeren Subboreal – allerdings nach einem Profilabschnitt mit schlechter Pollenerhaltung – erstmals und gleichzeitig nennenswert hohe Tannen- und Buchenwerte. Nach Weber (1999) erfolgte die Ausbreitung der Rotbuche im Loisachtal erst im Subboreal und blieb hier auf die Tallagen beschränkt.

Wie im Falle der Fichtenausbreitung wurde auf dem Zugspitzplatt auch die früheste Massenausbreitung von Tanne und Buche im Polleneinzugsgebiet registriert. Das war nach derzeitiger Kenntnis deren Ausbreitung im westlich des Zugspitzplatts gelegenen Lermooser Becken. Selbstverständlich trugen Tanne und Buche nach ihrer späten Ausbreitung im Loisachtal auch von dort aus zum Pollenanflug auf dem Zugspitzplatt bei. Diese Massenausbreitung ist aber auf dem Platt nicht als „Ereignis" fassbar.

Wegen der schlechten Pollenerhaltung ist eine detaillierte Deutung der jüngeren Pollenspektren nicht statthaft.

8 Benachbarte Schlüsselstellen

Ein besonderer Gesichtspunkt ergibt sich aus der Lage der untersuchten Doline zu den postglazialen Gletscherständen auf dem Zugspitzplatt: Sie befindet sich nahe der Stirn des sog. Plattstandes des Schneeferners bei 2300 m ü. NN, eines Gletscherstandes nach einem Wiedervorstoß im mittleren Holozän, vermutlich während der Löbben-Schwankung etwa zwischen 3340 und 3175 Jahren BP (Patzelt & Bortenschlager 1973; Renner 1982).

Weiter bemerkenswert ist die Entdeckung eines Paläobodens bei der Höhenkote P.2320 m ($R^{44}24$ 170, $H^{52}52$ 770), im Jahr 1989 kurzzeitig aufgeschlossen in einer Baugrube für das Fundament der Stütze 11 an der Trasse des Brunntalliftes. Es handelt sich um einen fossilen Bodenrest, der auf der Leeseite (östlich) einer Felsschwelle unter einer Moränendecke erhalten geblieben ist (Hirtlreiter 1992: 109 ff. und Abb. 75, 76). Die auflagernde Moräne kann dem sog. Brunntalstand des Schneeferners zugerechnet werden. Sie gehört zu einem Wiedervorstoß im frühen Holozän (Präboreal/Boreal), mit Endmoränen im Brunntal südwestlich der Knorrhütte zwischen 2070 und 2120 m NN. Der begrabene Paläoboden ist demnach bereits im Präboreal (um 11 000 cal. BP) entstanden. Dies ergibt sich auch aus dem Befund einer pollenanalytischen Bestimmung von H. Küster 1989, wonach das fossile Bodenmaterial zu 77% Pollen von Kiefer und 1% von Fichte aufweist, hingegen Buche und Tanne nicht nachgewiesen sind (cit. schriftl. Mitt. in Hirtlreiter 1992: 111).

9 Ergebnisse

Die Untersuchung einer Karsthohlform auf dem Zugspitzplatt in 2290 m Höhe mit deren Inhalt aus humosem Kolluvium wird als ein Beitrag zur Diskussion der postglazialen Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge angesehen. Die Ergebnisse stehen im Einklang mit den Erkenntnissen von Hirtlreiter (1992) bzw. ergänzen diese:

(1) Eisrückzug vom Reintalangerstand (1340 m) – dort Egesen-Gletscherstand des Partnachgletschers im ausgehenden Spätglazial – auf das Zugspitzplatt in über 2500 m bis in den Bereich der neuzeitlichen Hochstände des Nördlichen und des Südlichen Schneeferners (vgl. Abb. 5 sowie Hirtlreiter 1992: 107, Abb. 71).

(2) Verwitterung mit intensiver Bodenbildung und Verkarstung im Präboreal ab ca. 11500 cal. BP.

(3) Wiedervorstoß der vereinigten Schneeferner bis zum sog. Brunntalstand (2100 m) im Präboreal/Boreal, dabei Überfahrung eines Paläobodens im Punkt P. 2320 m.

(4) Rückzug der Schneeferner im weiteren Verlauf des Boreals bis auf einen Stand bei mindestens 2500 m ü. NN, d.h. bis oberhalb der untersuchten Doline. Ob der Eisrückzug im Zeitraum zwischen rd. 8000 und 5000 Jahren cal. BP im Atlantikum bis zu einer gegenwärtigen Größenordnung erfolgte – wie in anderen Bereichen der Ost- und Westalpen – kann für das Wettersteingebirge bzw. Schneefernerplatt lediglich vermutet werden.

(5) Fortschreitende Verkarstung und Auffüllung der untersuchten Doline bei 2290 m ü. NN mit humosem Kolluvium aus teils äolischem und teils eingeschwemmtem Feinmaterial seit dem frühen Atlantikum.

(6) Wiedervorstoß der Schneeferner zum sog. Plattstand bei 2300 m während der Löbben-Schwankung zwischen 3400 und 3100 Jahren BP. Die Geländemulde mit der untersuchten Doline wurde vom Gletschereis nicht mehr überfahren und auch im jüngeren Holozän nicht mehr von den Schneefernern erreicht. Die untersuchte Stelle ist seit mindestens 8000 Jahren ohne Gletschereisbedeckung (vgl. Abb. 5).

Dank

Wir danken Frau Carola Küfmann geb. Hüttl und den Herren Wilfried Hagg, Jochen Heinrichs, Klaus Lewejohann, Klaus Oeggl, Ludwig Ries, Konrad Rögner, Thomas Mayer und Karin Meisburger für Auskünfte und Bestimmungen, Herrn P.M. Grootes für die AMS-Datierungen. Die Übertragung ins Englische besorgte freundlicherweise Charles Turner. Ein besonderer Dank gebührt Frau Ruth Drescher-Schneider, die unveröffentlichte Daten für eine Auswertung zur Verfügung stellte, Herrn Rainer Sieger für die geduldige Hilfe bei der Anwendung des Zeichenprogramms PanPlot sowie Hans-Hubert Leuschner für ergänzende Einträge in das Pollendiagramm.

Schriftenverzeichnis

Beug, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. 5–42 S.; München (Pfeil).

Bortenschlager, S. (1967): Pollenanalytische Ergebnisse einer Firnprofiluntersuchung am Kesselwandferner (3240 m, Ötztal, Tirol). – Grana, 7: 259–274.

Bortenschlager, S. (1988): Ferntransport von Pollen über größere Distanzen. – Swiss Med, Schweizerische Zeitschrift für Medizin und medizinische Technik, 10, Nr. 8: 31–35.

Bortenschlager, S. (1992): Die Waldgrenze im Postglazial. – In: Kovar-Eder, J. (ed.): Palaeovegational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. – Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical Conference: 9–13; Vienna.

Bortenschlager, S. (1993): Das höchst gelegene Moor der Ostalpen. „Moor am Rofenberg" 2760 m. – Dissertationes Botanicae, 196: 329–334.

Bortenschlager, S. & Neuwinger, I. (1994): Pollenanalytische Untersuchung eines mächtigen Boden-Profils in 3000 M. – Dissertationes Botanicae, 234: 207–213.

Credner, B., Hüttl, C. & Rögner, K. (1998): The formation and distribution of soils and vegetation at the Zugspitzplatt (Bavaria, Germany) related to climate, aspect, and geomorphology. – Ecologie, Revue trimestrielle, 29(1–2): 63–65; Brunoy (Blandin).

Diepenbroek, M., Grobe, H. & Sieger, R. (2001): PanPlot – http: //www.pangaea.de/Software/PanPlot.

Fritz, A. (1976): Pollen im Sahara-Staub. – Carinthia II, 166/86: 173–174.

Grosse-Brauckmann, G. (1978): Absolute jährliche Pollenniederschlagsmengen an verschiedenen Beobachtungsorten in der Bundesrepublik Deutschland. – Flora, 167: 209–247.

Hagg, W., Mayer, C. & Steglich, C.(2008): Glacier changes in the Bavarian Alps from 1989/90 to 2006/07. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 42(1): 37–46.

Hirtlreiter, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münchner Geographische Abhandlungen, Reihe B, 15: 1–154.

Hüttl C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland). – Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B, 30: 215 S.

Jochimsen, M. (1986): Pollenflug in den Hochalpen. – Dissertationes Botanicae, 90, 241 S.

Kral , F. (1971): Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. – 145 S.; Wien (Österreichischer Agrarverlag).

Kral, F. (1989): Pollenanalytische Untersuchungen im Fernpaßgebiet (Tirol): Zur Frage des Reliktcharakters der Bergsturz-Kiefernwälder. – Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Österreich, 126: 127–138.

Küfmann, C. (2002/03): Erste Ergebnisse zur qualitativen Untersuchung und Quantifizierung rezenter Flugstäube in den Nördlichen Kalkalpen (Wettersteingebirge). – Mitteilungen der geographischen Gesellschaft München, 86: 59–84.

Küfmann, C. (2003): Soil types and eolian dust in high-mountainous karst of the Northern Calcareous Alps (Zugspitzplatt, Wetterstein Mountains, Germany). – Catena, 53: 211–227.

Küfmann, C. (2008): Flugstaubeintrag und Bodenbildung im Karst der Nördlichen Kalkalpen. – Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte, 54: 159 S.

Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas, 3: 109–128.

Markgraf, V. (1980): Pollen dispersal in a mountain area. – Grana, 19: 127–146.

Moore, P. D., Webb, J. A. & Collinson, M. E. (1991): Pollen analysis. – 216 S.; London (Blackwell).

Oeggl, K. (2004): Palynologische Untersuchungen zur vor- und frühgeschichtlichen Erschließung des Lermooser Beckens in Tirol. – Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft, 16: 75–86.

Oeggl, K. & Wahlmüller , W. (1994): Holozäne Vegetationsentwicklung an der Waldgrenze der Ostalpen: Die Plancklacke (2140 M)/Sankt Jakob im Defreggen, Osttirol. – Dissertationes Botanicae, 234: 389–411.

Orth, J.P. (1991): Alpiner Hochkarst des Zugspitzplatts. – Zusammenfassende Darstellung (unveröff.), 4 S., Garching und Mittenwald.

Patzelt, G. & Bortenschlager, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Supplementband, 16: 25–72.

Pott, R., Hüppe, J., Remy, D., Bauerochse, A. & Katenhusen, O. (1995): Paläoökologische Untersuchungen zu holozänen Waldgrenzschwankungen im oberen Fimbertal (Val Fenga, Silvretta, Ostschweiz). – Phytocoenologia, 25: 363–398.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R-, Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. – Radiocarbon, 46(3): 1029–1058.

Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebiets und dendroklimatische Analysen an fossilen Hölzern. – Physische Geographie, 8: 1–183.

Rögner, K. & Koenig, B. (2002/2003): Der Einfluß von Flechten auf die Verwitterung von Karbonatgesteinen im Hochgebirge (Zugspitzplatt, Wettersteingebirge, Bayern, Deutschland). – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, 86: 85–132.

Stockmarr, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – Pollen and Spores, 13: 615–621.

Van der Knaap, W.O., Van Leeuwen, J.F.N. & Ammann, B. (2001): Seven years of annual pollen influx at the forest limit in the Swiss Alps studied by pollen traps: relations to vegetation and climate. – Review of Palaeobotany and Palynology, 117: 31–52.

Wahlmüller, N. (1985): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols V: Nordtiroler Kalkalpen. – Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins Innsbruck, 72: 101–144.

Weber, K. (1999): Vegetations- und Klimageschichte im Werdenfelser Land. – Augsburger Geographische Hefte, 13: 1–127.