

Bericht über das Forschungsprojekt

Die holozäne Vegetationsgeschichte des Hinteren Risstales im Karwendel

vorgelegt von

Petra Heidenwolf, MSc und Prof. Dr. Klaus Oeggel

Institut für Botanik der Universität Innsbruck

Sternwartestrasse 15, 6020 Innsbruck

1. Einleitung

Der Große Ahornboden ist Teil des Natura 2000 Gebietes Karwendel und liegt am Talschluss des Risstales. Das Landschaftsschutzgebiet Großer Ahornboden umfasst 265,6 ha auf einer Seehöhe von 1080-1300 m und ist Teil der Gemeinde Vomp (Bezirk Schwaz, Tirol, Österreich). Die ausgedehnten Bergahorn-Bestände (*Acer pseudoplatanus*) sind namensgebend für den großflächigen Almboden. Die ältesten Individuen werden auf 300-600 Jahre geschätzt. In den letzten Jahren wurde jedoch ein massives Ahornsterben beobachtet. Dies veranlasste wissenschaftliche Untersuchungen und die Aufstellung eines Managementplans zur Verjüngung und Erhaltung des Bestandes. Als Ursache wurde vor allem die zunehmende Verschotterung der Böden angeführt, die das gesamte Naturschutzgebiet und auch die Engalm bedroht. Bereits 1960 wurde von der Alpinteressensschaft der Engalm ein Antrag an die staatliche österreichische Wildbach- und Lawinenverbauung gestellt, um dieser Verschotterung entgegen zu wirken (Czell et al. 1966).

Heute ist der Große Ahornboden ein beliebtes Ausflugsziel, wodurch sich der Fremdenverkehr zum bedeutendsten Wirtschaftszweig entwickelte. Der Straßenbau 1952 und somit die Erschließung des Risstales (Eng) war der Beginn des Tourismus am Ahornboden. Die bis dahin allein von der Landwirtschaft lebenden Bewohner erkannten schnell das Potential des Tourismus, sodass sich bis heute eine sehr gute Almwirtschaft entwickelte.

1.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Natura – 2000 Gebiet Alpenpark Karwendel umfasst eine Fläche von 73000 ha und befindet sich im Bereich der nördlichen Tiroler Kalkalpen (Amt der Tiroler Landesregierung 2003)(Abb. 1). Der Naturpark Karwendel wurde bereits 1928 gegründet und ist somit das älteste Schutzgebiet Tirols. Die beiden Bohrungen wurden nördlich des Ahornbodens in unmittelbarer Nähe zum spätglazialen Moränenkomplex entlang des Rissbaches durchgeführt.

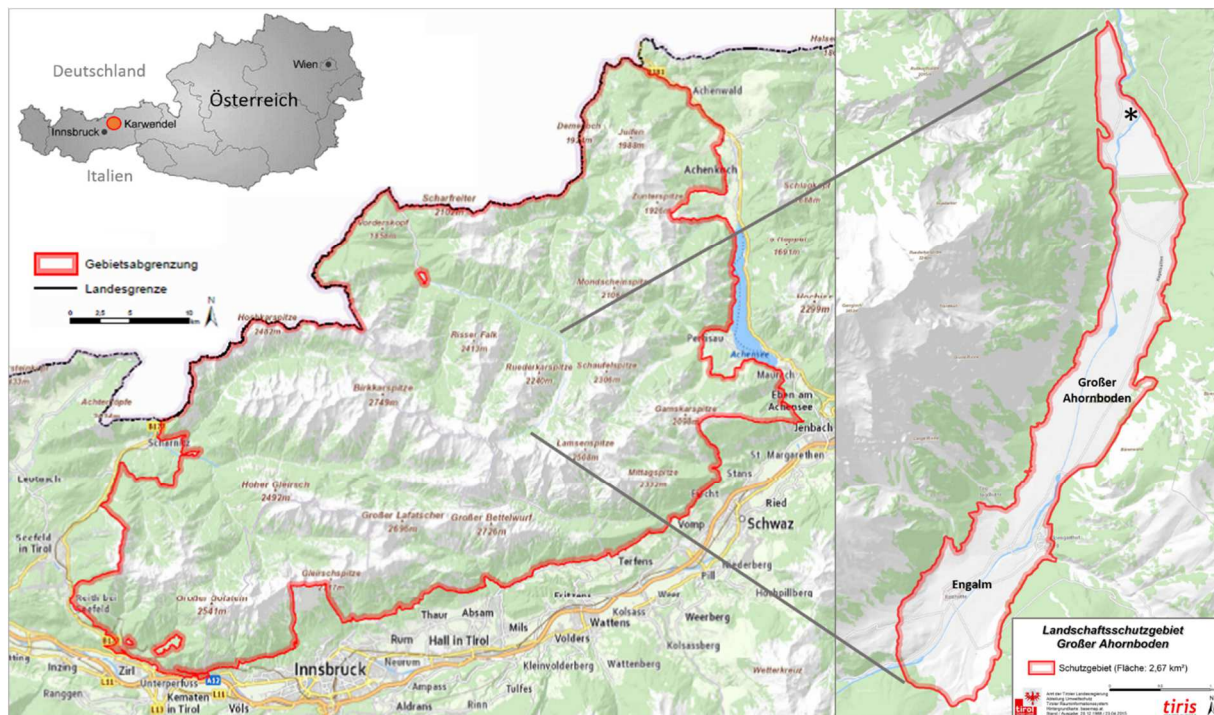


Abbildung 1: Natura – 2000 Gebiet Karwendel (rote Grenzlinie, links) und Landschaftsschutzgebiet Großes Ahrnboden (rote Grenzlinie, rechts); Bohrungen (*) (verändert nach: Amt der Tiroler Landesregierung: Tiris Gebietskarte 2003).

1.2 Das Klima

Das Karwendel befindet sich in der Klimazone VI und weist folglich ein temperiertes, im Gebirge kühles und humides Klima auf, das durch eine ausgeprägte kalte Jahreszeit mit großen Schneemengen, sowie durch hohe Niederschläge, charakterisiert ist (Meisel et al 1984). Besonders durch die Lage entlang der nördlichen Alpenhauptkette ist das Gebiet niederschlagsreichen Luftströmen ausgesetzt (Munk 2007).

Die Wetterstation bei Hinterriss befindet sich am Eingang des Risstales auf einer Seehöhe von 930 m. Die Jahresmitteltemperatur liegt bei 4,8°C und der mittlere Niederschlag beträgt 1607 mm (Abb. 2). Juli und August sind nicht nur die wärmsten Monate, sondern verzeichnen auch die höchsten Niederschlagsraten. Auf Grund der Höhenlage weist der Ahrnboden eine fünf monatige Schneebedeckungsdauer auf (Munk 2007).

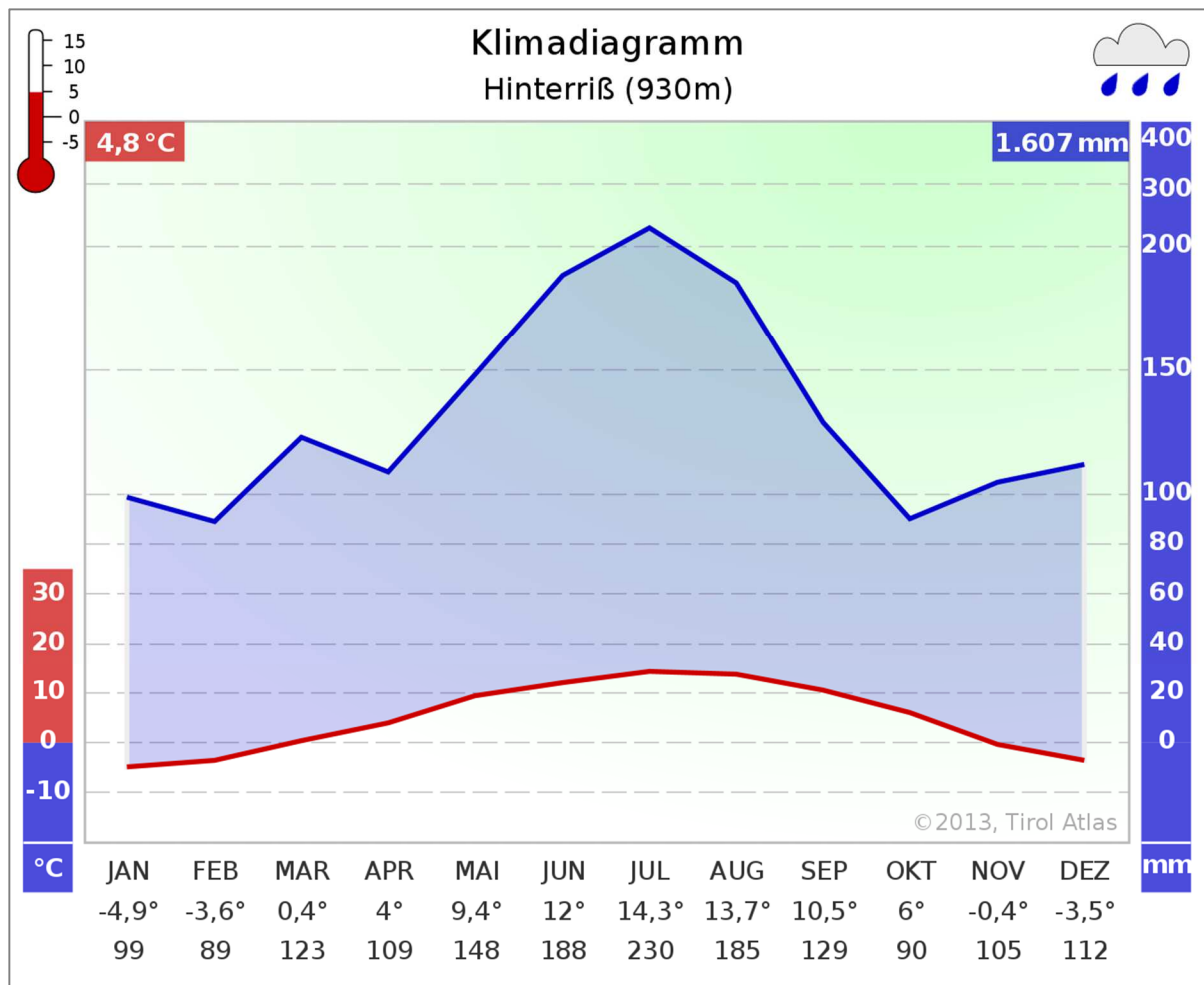


Abbildung 2: Klimadiagramm von Hinterriss (Tirol, Österreich) auf 930 m (Tirol Atlas 2013).

1.3 Geologie und Bodenbildung

Das Karwendelgebirge befindet sich in den nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) und kann in drei tektonische Einheiten eingeteilt werden (Heissel 1978) (Abb. 3). Die tiefste tektonische Einheit ist die Lechtaldecke, darüber folgt eine ausgeprägte Schuppenzone (Karwendelschuppenzone) und die höchste tektonische Einheit bildet die Inntaldecke (Heissel 1978). Das Karwendelgebirge baut sich hauptsächlich aus triadischen Kalken auf (Czell et al. 1966).

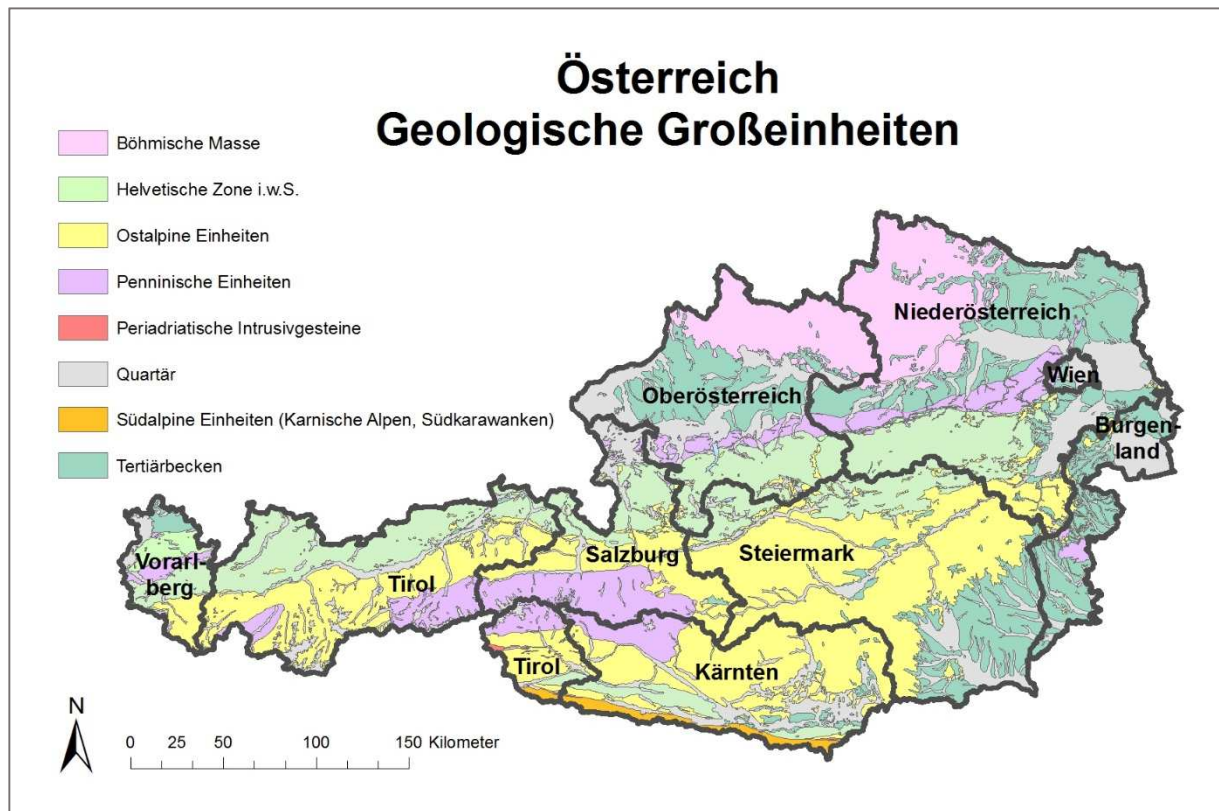


Abbildung 3: Österreich. Geologische Großeinheiten (Datensatz KM500 Austria-Geologie 2013).

Das Risstal verläuft entlang einer Seehöhe von 800 bis 1300 m. Die Talhänge werden aus Kalk- und Dolomitgestein aufgebaut, wobei Wettersteinkalk, Muschelkalke und Kalke der Reichenhaller Schichten überwiegen (Munk 2007). Bei der Reichenhaller Schicht handelt es sich um die ältesten Gesteine an der Deckenbasis, die in diesem Raum zu finden sind und prägen das Gelände durch auffallend löchrige Struktur und gelblich-bräunliche Verwitterungsfarbe (Brandner 2014).

Trotz der geringen Seehöhe, ist das Risstal auf Grund der geologischen Zusammensetzung und Landschaftsbildung ein ursprüngliches Hochgebirgstal. Fluviale und glaziale Schotter treten in Form von Muren, Schuttströme und Terrassenanbrüche hervor. Auffallend ist die Talfurche, die den sehr breiten Talboden und die schroffen Talflanken des Engtales hervorbringt (Czell et al. 1966) (Abb. 4).

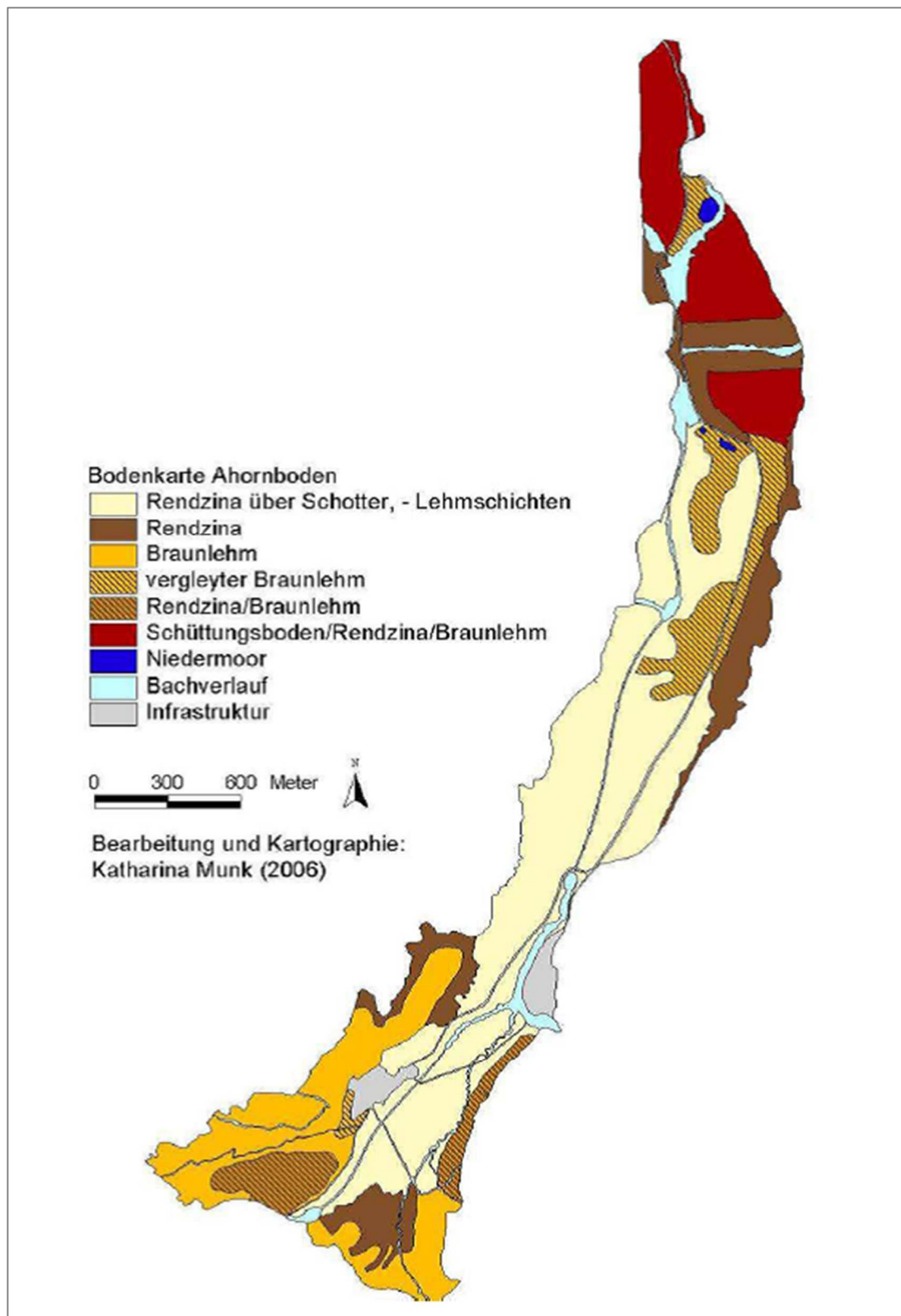


Abbildung 4: Bodenkarte Großer Ahornboden (Munk 2007).

Im Bereich des Großen Ahornbodens befinden sich entlang der Hänge kleinflächig Gehängebreccien, Aptychenkalke und Kalke der Kössener Schichten (Munk 2007). Weiteres findet man am Nordostteil des Ahornbodens eine Grundmoräne, die sich aus lehmigen

Schlamm und Geschiebe zusammensetzt (Munk 2007). Die letzten Murenabgänge haben zudem zur Bildung von Schotterböden geführt. Angrenzend zu den Bergketten befinden sich Naturweideflächen, deren Untergrund von Protorendzina gebildet wird. Gegen Südwesten und Nordosten wird der Boden von schmalen Streifen mullartiger Rendzina bedeckt (Czell et al. 1966). Die Rendzinen liegen ohne Übergang auf der kalkigen Schotterschicht und unter dieser befinden sich wiederum allochthon braune oder graue Lehmschichten (Munk 2007). Im Frühjahr können die Lehmschichten durch die Schneeschmelze freigelegt werden. Die oligotrophe Braunerde kommt in jenen Bereichen vor, wo sich der Talboden terrassenförmig erhebt. Die Schicht der oligotrophen Braunerde wurde durch zahlreiche Murströme unterbrochen, sodass heute keine einheitliche Schicht mehr besteht (Czell et al. 1966). Im Bereich von Walddrohungsfächen haben sich Schüttungsböden gebildet, folglich kam es zu einer Umlagerung der Rendzina und zu einer Vermischung mit anderen Bodentypen (Munk 2007). In der Nähe des Bachufers konnten sich unterhalb der Feuchtwiesen abschnittsweise Niedermoore bilden.

1.4 Vegetation

Namengebend für den Ahornboden sind natürlich die großflächigen Bergahorn-Bestände (*Acer pseudoplatanus*) am Talboden. Nördlich des Großen Ahornbodens befinden sich noch kleinere Flächen, die als Mähwiesen genutzt werden. Der lichte Ahornbestand am Talboden wird als Weidefläche genutzt. Vom großflächigen Talboden aus bilden sich entlang der steilen Hänge mit zunehmender Höhenlage nach Meisel et al. (1984) unterschiedliche Waldtypen aus (Abb. 5):

Entlang der montanen Stufe werden die Hänge hauptsächlich von Tannen-Fichtenwäldern (*Piceeto-Abietetum calc.*, *Galio-Abietetum*) und Tannen-Buchenwäldern (*Abieti-Fagetum*, *Aposerido-Fagetum*, *Cardamine enneaphylli-Fagetum*, *Asperulo-Fagetum*) gesäumt. Diese Waldtypen werden mit zunehmender Höhe durch reine Fichtenbestände (*Piceetum subalpinum*) und zum Talschluss hin durch subalpine Lärchen-Fichtenwälder (*Lariceto-Piceetum subalpinum*) abgelöst. Oberhalb der Waldgrenze wird die subalpine Stufe charakteristisch durch eine Legföhren-Krummholz Zone (*Pinetum mugii*) bestimmt.

Die alpine Stufe zeichnet sich durch Grasheide, Schutt- und Felsvegetation, sowie Schneetälchenvegetation (*Caricetum ferrugineae* und *firmae*, *Seslerio-Semperviretum*, *Elynetum myosuroides*, *Thlaspietum rotundifoliae*, *Arabidetum caeruleae*, *Salicetum reticulatae*, *Potentillion caulescentis*) aus. Bei Schneedruck, Lawinen, Steinschlag und Verschotterung können diese geschlossen Waldtypen der montanen Stufe durch den Bergahorn ersetzt werden (Czell et al. 1966).



ALPINE STUFE	
	Alpine Grasheide, Schutt-und Felsvegetation; Schneetälchenvegetation auf Karbonatgestein: <i>Caricetum ferrugineae</i> und <i>firmae</i> , <i>Seslerio-Caricetum sempervirentis</i> , <i>Elynetum myosuroidis</i> , <i>Thlaspietum rotundifolii</i> , <i>Arabidetum caeruleae</i> , <i>Salicetum reticulatae</i> .
	Alpine Grasheide, Schutt-und Felsvegetation; Schneetälchenvegetation auf Silikatgestein: <i>Festucetum halleri</i> (<i>Nardetum</i>), <i>Caricetum curvulae</i> , <i>Salicetum gerbaceae</i> , <i>Oxyrietum digynae</i> .
	Zwergstrauchheiden auf Karbonatgestein: wie der subalpinen Stufe.
	Zwergstrauchheiden auf Silikatgestein: wie in der subalpinen Stufe.
SUBALPINE STUFE	
	Zwergstrauchheiden auf Karbonatgestein: <i>Rhododendretum hirsuti</i> , <i>Ericetum carneae</i> , <i>Dryadetum octopetalae</i> , <i>Salicetum waldsteinianae</i> , <i>glabrae</i> , <i>retusae</i> .
	Zwergstrauchheiden auf Silikatgestein: <i>Rhododendretum ferruginei</i> , <i>Vaccinetum myrtilli und uliginosi</i> , <i>Callunetum und Nardetum</i> , <i>Loiseleurietum</i> .
	Legföhren-Krummholz.
	Zirbenwald.
	Lärchen-Zirbenwald: <i>Larici-Pinetum cembrae</i> .
	Subalpiner Lärenwald: <i>Laricetum vaccinietosum</i> .
	Subalpiner Fichtenwald: <i>Piceetum subalpinum</i> .
	Subalpiner Lärchen-Fichtenwald: <i>Larici-Piceetum subalpinum</i> .
	Subalpine Augebüsche und Hochstauden.
MONTANE STUFE	
	Montaner Lärchenwald: <i>Festuco-Laricetum</i> .
	Montaner Fichtenwald: <i>Piceetum montanum</i> .
	Montaner Lärchen-Fichtenwald: <i>Larici-Piceetum montanum</i> .
	Tannen-Fichtenwald: <i>Abieti-Piceetum</i> .
	Buchen-Tannenwald: <i>Abieti-Fagetum</i> .
	Lärchen-Erika-Föhrenwald: <i>Larici-Erico-Pinetum silvestris</i> .
	Ericka-Föhrenwald: <i>Erico-pinetum silvestris</i> .
	Gletscher.
	Geröllablagerungen, vegetationslos.
	Hochmoore.
	Vernässungen, Niedermoore.
	See.
	Silberweiden-Auwald.
	Grau Erlen-Auwald.
	Birken Hangwald.

Abbildung 5: Karte der aktuellen Vegetation von Tirol 1:100000 und Legende mit Farbcode, 10. Teil: Blatt 3, Karwendelgebirge-Unterinntal (verändert nach Meisel et al. 1984).

Besonders am Talboden überwiegt der Bergahorn (*A. pseudoplatanus*), da er optimal an die Überschotterung, die durch den Risstalbach vorangetrieben wird, angepasst ist (Abb. 6). Das Wurzelsystem spielt hierbei eine besondere Rolle, da es sich je nach Bodenbeschaffenheit entweder horizontal (bei ebenen Schwemmlandboden) oder senkrecht nach unten erstreckt. Der Bergahorn verfügt somit über die Fähigkeit Senk- und/oder Herzwurzelsysteme auszubilden (Sonntag 2014). Durch diese besondere Anpassung an Extremstandorten sind andere Baumarten, wie z.B. die Fichte (*Picea abies*), nicht konkurrenzfähig. Weiteres kann die weniger gegen Spätfröste resistente Rotbuche (*Fagus sylvatica*) durch den Bergahorn (*A. pseudoplatanus*) verdrängt werden (Czell et al 1966).

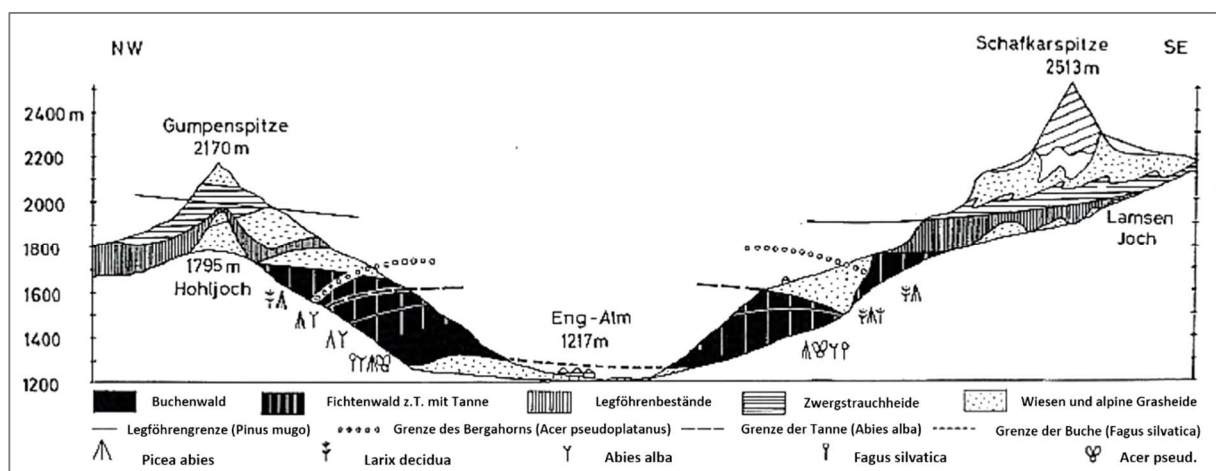


Abbildung 6: Querprofil durch das Engtal im Bereich des Großen Ahornbodens mit aktueller Vegetation und potentiellen Vegetationsgrenzen (Entwurf: Schiechtl verändert nach: Czell 1966).

1.5 Siedlungsgeschichte

Als sich vor 20000 Jahren die Eismassen zurückzogen und die Alpentäler eisfrei wurden, folgten vorerst im Spätglazial immer wieder klimatische Rückschläge, die durch Moränenablagerungen heute noch in der Landschaft sichtbar sind. Dort, wo sich heute das Niedermoor und somit die untersuchte Lokalität befindet, erstreckte sich vor ca. 11000 Jahren noch ein See, der im Norden südlich der Hangerhütte vom Schwemmfächer des Totengraben und von einer spätglazialen Endmoräne aufgestaut wurde. Im Süden wird er durch den Schuttkegel des Gramaigraben abgegrenzt (Spötl 2014). Höchstwahrscheinlich gab der Moränenendamm um 3300 bis 3200 cal. BC nach und der See rann aus (Spötl 2014).

Die ersten Spuren hinterließ der Mensch bereits nach der letzten Eiszeit vor ca. 11000 Jahren. Zunächst durchstreifte der Mensch das Karwendelgebirge als Jäger und Sammler. Der Große Ahornboden war Teil einer Handelsroute, die sich vom Unterinntal über den Achensee ins Risstal und anschließend nach Bad Tölz, erstreckte (Straubinger 2014). Transportiert wurde der in der Jungsteinzeit lebensnotwendige Silex (Feuerstein). Diese stammen teilweise aus dem bis zu 300 Kilometer entfernten Venetischen und Trentiner Voralpen (Nutz 2009). Bereits im Mesolithikum, ab der 1. Hälfte des 9. Jt. BC, wurden in Nordtirol Hornsteine und Silexartefakte aus südalpinen Rohmaterial gefunden (Nutz 2009). Zur Verbreitung können mehrere Fundorte, wie die Schleimsalm und der Juchtenkopf im Karwendelgebirge, genannt werden (Bechter et al. 2009). Weiteres wurde beim Schleimssattel ein mittelsteinzeitliches Jägerlager mit mehreren Hornstein-Funden ausgegraben. Der geologische Untergrund wird durch die Kössener Schicht gebildet, die keine Silikateinschlüsse führt, weshalb alle Hornsteine durch den Menschen mitgeführt worden sein müssen (Schäfer 2007). Es scheint sich hierbei um einen strategisch günstigen Punkt zu handeln, da ausgehend vom Schleimssattel leicht begehbarer Zugangswege in das nördliche Alpenvorland bestehen (Schäfer 2007). Das unmittelbar in der Nähe gelegene Plumsjoch wurde höchstwahrscheinlich regelmäßig von steinzeitlichen Jägern und Hirten überschritten (Straubinger 2014). Weiteres wurde auf der Pasillalm (3 km östlich vom Schleimssattel) auf einer sehr kleinen Fläche von 1,5 m² mehr als 1500 Fundstücke, bestehend aus Radiolarit, ausgegraben (Schäfer 2007). Vermutlich haben Menschen aus der älteren Mittelsteinzeit Radiolarit aus örtlichen Lagerstätten abgebaut, da er scharfkantig bricht und sich somit optimal für die Herstellung von scharfen Geräten eignet.

Die neuste Entdeckung, die initiiert für die pollenanalytische Untersuchung war, ist ein wahrscheinlich neuzeitlicher Hüttengrundriss oberhalb des Großen Ahornbodens. Archäologen der Universität München konnten darunter eine Grube freilegen mit Steingeräten und Holzkohlen, die auf 4950 v. Chr. datiert wurden (von Nicolai, pers. Mitt.).

Im Laufe der Zeit erlangten die Handelsrouten über den Alpenhauptkamm immer größere Bedeutung. Besonders ab der Bronzezeit wurde das Gebirge häufiger aufgesucht. Der Fund eines Bronzeschwerds in der Hinteriss, das auf 1330-800 BC datiert ist, lässt entweder auf einen Stammesangehörigen oder auf einen bronzezeitlichen Händler schließen, der möglicherweise die Route vom Inntal über das Plumsjoch und das Risstal in die bayrischen Voralpen nutzte (Straubinger 2014).

Die wohl enge Verbindung zwischen Tirol und Bayern kann durch sehr ähnliche verwendete Keramik, die bei der Fundstelle am Kiechelberg geborgen wurde, bezeugt werden (Töchterle et al. 2011; Krismer et al. 2013). Bei dem Kiechelberg handelt es sich um eine 1028 m hohe Hügelkuppe am südlichen Rand der Karwendelnordkette, die mit Unterbrechungen vom Jungneolithikum bis in die Frühbronzezeit besiedelt wurde (Töchterle et al. 2011, Krismer et al. 2013). Am Kiechelberg befanden sich auch einzelne Gegenstände, die aus Kupfer gefertigt wurden. Dies zeigt wiederum, dass sich im Inntal sehr früh der Bergbau entwickelt hat.

Während der Bronzezeit muss auch ein deutlicher Anstieg in der Bevölkerungsanzahl erfolgt sein, da aus dieser Zeit vermehrt Funde stammen und ein Beweis für eine dichtere Besiedelung des Inntals und der bayrischen Voralpen sind. So konnte auf der nördlichen Seite des Karwendels bei Altjoch am Kochelsee eine bronzezeitliche Befestigung ausfindig gemacht werden (von Nicolai, pers. Mitt.).

Im Halltal des südlichen Karwendels befinden sich Fundstellen, die auf die Eisenzeit zurückgehen. Bei St. Magdalena wurden auf einer Höhe von 1287 m diverse Gruben, Feuergruben, Pfostenlochreihen, Brandschutt- und Holzkohleschichten, sowie Gebrauchskeramik ausgegraben, die aus dem 7. und 5. Jh. v. Chr. stammen (Zanescio 2015). Vermutlich wurde damals schon das Sieden von Sole praktiziert. Erste Aufzeichnungen über den bergmännischen Abbau von Salz stammen aus dem 12. Jh. (Zanescio 2015).

In der Römerzeit wurde das Verkehrsnetz entlang und über die Alpen ausgebaut. Eine bekannte Nord-Süd-Route ist die Via Claudia Augusta, die in der Römischen Kaiserzeit (40 AD) erbaut wurde. Teilstrecken, wie z.B. der Bohlenweg im Lermooser Becken (Tirol, Österreich), wurden pollenanalytisch untersucht. Besonders während des Straßenbaus kam es zu massiven Veränderungen in der umliegenden lokalen Vegetation; ganze Waldbereiche wurden für den Bau der Straße gerodet (Oeggli 1995).

Als eine der wichtigsten Straßenverbindungen stellte sich bald die Via-Raetia heraus, welche Italien über den Brenner mit Tirol und schließlich auch mit dem bayrischen Voralpenland verband. Sie verlief von Veldidena (Wilten) über Teriolae (Zirl) über den Seefelder Sattel nach Scarbia (vermutlich Scharnitz) und Partanum (Partenkirchen) und von dort aus weiter nach Augusta Vindelicum (Augsburg) (von Nicolai, pers. Mitt.). Sie zeigt deutlich die Ausbreitung des Römischen Reichs.

Während der Völkerwanderungszeit wurden vermehrt Siedlungen aufgelassen, und es fand erneut eine Regeneration der Wälder statt (Lang 1994). Ab den 6. Jh. n. Chr. ließen sich die Bajuwaren in diesem Gebiet nieder und ab dem 7. Jh. n. Chr. gehörte die gesamte Region zum Herzogtum Bayern (von Nicolai, pers. Mitt.). Die Umwelteingriffe im Mittelalter erlangten ein neues Ausmaß, die sich bis in die Neuzeit fortsetzten. Laut mündlicher Überlieferungen, soll die Eng schon seit über tausend Jahren als Alm genutzt worden sein (Czell et al. 1966). Ein Schriftstück aus dem Jahre 1460 AD belegt, dass die Alm bereits zuvor regelmäßig bewirtschaftet wurde. Es handelt sich hierbei um einen Kaufvertrag aus dem Stiftsarchiv St. Georgenberg, in dem Jörg Grätl seinem Schwiegersohn einen Anteil der Engalm vermachte (Straubinger 2014).

Die Entwicklung der ausgedehnten Ahornbestände ist besonders auf die Zeit des Dreißigjährigen Krieges (1618-1648) zurückzuführen (Czell et al. 1966). Aus Angst vor Überfällen der Söldnerheere scheuten sich die Bauern ihr Vieh auf die Engalpe zutreiben (Czell et al. 1966). Dies begünstigte eine ungestörte Entwicklung der Ahornbäume und das heutige Bestehen von sehr alten Individuen.

2. Material und Methoden

2.1 Feldarbeit und Probenentnahme

Im Untersuchungsgebiet wurden zwei Bohrkerne mittels Normeyer-Geotool-Bohrer (GTR 780 Standard, 2015) entnommen (Abb. 7). Die Bohrkerne wurden meterweise gezogen und der Tiefe entsprechend beschriftet. Bei der ersten Bohrung (BK 1) wurden 9 m und bei der zweiten Bohrung (BK 2) 6 m Sediment gewonnen (Tab.1). Nach Erfassung der Stratigraphie wurden die Bohrkerne in Frischhaltefolie bzw. in den Plastikhüllen verpackt und zur Aufbewahrung in einer Tiefkühltruhe am Institut für Botanik (Innsbruck, Tirol, Österreich) eingelagert.

Tabelle 1: Standort und Beschreibung der Bohrkerne am Großen Ahornboden.

Bohrkern	Bohrkernlänge (m)	Seehöhe (m)	Koordinaten
BK 1	9	1115	47° 25' 57,13" (N) 11° 34' 36,11" (E)
BK 2	6	1116	47° 25' 54,54" (N) 11° 34' 37,30" (E)



Abbildung 7: Untersuchungsgebiet am Großen Ahornboden (links) und Bohrung (rechts) mit Nordmeyer-Geotool (Fotos: W. Kofler, Institut für Botanik, Innsbruck).

Für die Probenentnahme wurden die Bohrkern aufgetaut und im Abstand von 10 cm jeweils 1-2 cm³ Probenmaterial gesammelt. Damit der Übergang zwischen den Bohrkernen genau erfasst werden konnte, wurden zusätzlich Proben unmittelbar am Anfang und am Ende der Bohrkern entnommen. Anschließend wurden die Bohrkern auf größere Makrofossilien (Holz, Wurzeln) für Radiokarbondatierungen untersucht.

2.2 Pollenaufschluss und -präparation

Das Probenmaterial mit definiertem Volumen (1 oder 2 cm³) wurde in Erlenmeyerkolben überführt und jeweils eine Lycopodiumtablette (9666±671 Sporen/Tablette) hinzugegeben. Die Lycopodium Sporen werden in der Pollenanalyse als Marker verwendet und dienen der Berechnung von Pollenkonzentrationen (Pollen/cm³) bzw. Influx (Pollen/cm²/Jahr). Anschließend wurden die Lycopodiumtabletten in Salzsäure (HCL, 10 %) aufgelöst und 100 ml destilliertes Wasser hinzugegeben. Danach wurden die Erlenmeyerkolben für ca. eine Stunde

auf den Rüttler gegeben, damit sich die Markersporen im Probenmaterial gleichmäßig verteilen konnten.

Es folgte das Sieben des Probenmaterials zur Eliminierung von groben Bestandteilen. Die hierfür verwendete Siebmaschenweite betrug beim ersten Siebdurchgang 250 μm . Das Material vom Siebrückstand $\geq 250 \mu\text{m}$ wurde auf Makrofossilien und zoologische Reste untersucht. Zur Aufbewahrung dienten Plastik- und Glasbehälter, die kühl gelagert wurden. Der zweite Siebdurchgang wurde bei einer Maschenweite von 7 μm durchgeführt. Der Siebrückstand wurde für die Pollenanalyse weiterverwendet.

Das Probenmaterial wurde in Glaseprouvetten überführt, zentrifugiert (3 min, 2300 Umdrehungen) und dekantiert. Durch die Zugabe von Essigsäure (Acidum aceticum 99 %) wurde das Material entwässert und anschließend 10 min bei 95°C im Wasserbad gekocht. Die Proben wurden erneut zentrifugiert (3 min, 2300 Umdrehungen) und dekantiert.

Anschließend erfolgte das Acetolyse-Verfahren nach Erdtmann (1963). Für die Herstellung des Acetolyse-Gemisches wurde Essigsäureanhydrid und konzentrierte Schwefelsäure im Verhältnis 9:1 gemischt. Es erfolgte eine langsame Zugabe von einem Drittel des Acetolyse-Gemisches in jede Probe, dann wurde vorsichtig mit Glasstäbchen umgerührt und mit restlichem Acetolyse-Gemisch aufgefüllt. Die Proben wurden 2-5 Minuten im Wasserbad bei 95°C bis zum Farbumschlag in dunkelgelb bis braun gekocht. Es folgte eine erneute Zentrifugation (3 min, 2300 Umdrehungen) und Dekantierung. Die Proben wurden mit 1-2 cm konzentrierter Essigsäure aufgefüllt und auf dem Rüttler gut durchmischt. Anschließend erfolgte das Auswaschen durch die Zugabe von destilliertem Wasser und das Probenmaterial wurde nun 5-6-mal zentrifugiert (3 min, 2300 Umdrehungen) und dekantiert.

Bei silikatreichem Material erfolgte eine Flusssäure-Behandlung (HF, 10 %). Hierfür wurde das Probenmaterial aus den Glaseprouvetten in Plastikeprouvetten überführt, da HF Glas auflöst. Die Proben wurden erneut mit H_2O aufgefüllt, zentrifugiert (3 min, 2300 Umdrehungen) und dekantiert. Darauf erfolgte die Zugabe von HF (10 %). Die Proben wurden anschließend im Wasserbad bei 90°C gekocht. Die Behandlung mit HF kann sich je nach Silikatgehalt über mehrere Stunden hinziehen bzw. ist dann abgeschlossen, sobald sich das Silikat aufgelöst hat. Die Proben wurden zentrifugiert, dekantiert und mehrfach mit destilliertem Wasser ausgewaschen. Die Proben wurden mit HCL (10 %) nachbehandelt und im Wasserbad erwärmt. Anschließend erneut 5-6-mal mit destilliertem Wasser ausgewaschen. Es erfolgte

die Zugabe von Glycerin. Das Probengemisch wurde gut geschüttelt und im Trockenschrank (24 h bei 90-95°C) entwässert. Als letzter Schritt erfolgte die Herstellung von mit Fuchsin gefärbten Dauerpräparaten.

2.3 Pollenidentifikation

Die Identifikation der Pollen erfolgte unter dem Lichtmikroskop (Vergrößerung 400x, in kritischen Fällen 1000x mit Phasenkontrast) und die Quantifizierung mittels *OPC-Online Pollen Counter-v1.6* (OPC; Lawton 2010).

Als Bestimmungsliteratur dienten die Identifikationsschlüssel von Faegri und Iversen (1989), Beug (2004) und Hesse et al. (2009). Weiteres wurde für die Pollenidentifikation die umfangreiche rezente Pollenvergleichssammlung am Institut für Botanik verwendet.

2.4 Sedimentbeschreibung

Die Sedimentanalyse der Bohrkern erfolgte nach dem Charakterisierungssystem von Troels-Smith (1955).

2.5 Radiokarbondatierung

Die Radiokarbondatierungen wurden am Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum an der Universität Heidelberg durchgeführt. Für BK 1 wurden Pflanzenreste (Radizellen, Blätter, Periderm und Holzstücke) aus den Tiefenstufen 660 cm, 780 cm und 896 cm und für BK 2 aus den Tiefenstufen 60 cm, 211 cm, 320 cm und 470 cm entnommen.

2.6 Auswertung und Darstellung der Ergebnisse

Für die Auswertung und Darstellung der pollenanalytischen Ergebnisse in Kurven-Schattenriß-Diagrammen wurde die Software FAGUS 5.1 (entwickelt am Institut für Botanik, Innsbruck) verwendet. Zur besseren Lesbarkeit der Diagramme wurden die Pollenstraten mit gleicher Fossilführung in Pollenakkumulationszonen (paz) nach Cushing (1967) gegliedert.

Die Darstellung der Grafiken erfolgte mittels ArcGis 10.4 (Esri 2015) und OriginPro (OriginLab 2015).

3. Ergebnisse:

3.1 Radiokarbondatierung

Die Proben für die Radiokarbondatierungen wurden nach einer ersten orientierenden Analyse der beiden Bohrkern nach stratigrafischen Gesichtspunkten entnommen (Tab. 2).

Tabelle 2. Radiokarbondatierungen

Labornummer MAMS	Bohrung	Material	Tiefe (cm)	¹⁴ C-Alter (yr BP)	±	cal 2σ
30805	2	Radizellen	60	-22	22	1954 - 1956 AD
32532	2	Holz	211	4568	26	3490 – 3118 BC
30806	2	Holz	320	5265	27	4228 - 3990 BC
30807	2	Holz	470	8332	33	7506 – 7323 BC
30967	1	Radizellen, Peridem, Blätter	660	7816	28	6690 – 6596 BC
30968	1	Holz	780	5023	29	3942 – 3712 BC
30969	1	Radizellen, Peridem, Blätter	896	8813	32	8178 – 7747 BC

Zwei Datierungen fallen aus dem Rahmen. MAMS 30805 ist mit einem rezenten Alter von 1954 – 1956 AD zu jung, da die datierten Radizellen aus dem limnischen Sediment (Seeton) stammen und von einer Bodenbildung überlagert werden. Es dürfte sich hier um eine Kontamination (Verschleppung) im Zuge der Bohrung handeln. Das zweite Datum MAMS 30968 ist mit 3942 - 3712 BC in 780 cm Tiefe der Bohrung 1 zu jung. Beide Daten werden verworfen. Um den obersten Abschnitt von Bohrung 2 mit anthropogenem Einfluss interpretieren zu können, wurden das Auftreten von *Castanea sativa*-Pollen als Zeitmarke für den Beginn der Römerzeit im mittleren Alpenraum festgelegt. Diese ist im inneralpinen Raum mit 15 BC präzisiert.

3.2 Sedimentbestimmung

3.2.1 Bohrung 1

Tabelle 3: Sedimentbestimmung Bohrung 1

Tiefe	Sediment	Bezeichnung nach Troels-Smith (1955)
500-520 cm	Kernverlust	
520-592 cm	Tongyttja	<i>Argilla steatodes</i> As 3, <i>Limus detrituosus</i> Ld 1
592-600 cm	Schotter-Sand, grau-oliv	<i>Argilla steatodes</i> As 2; <i>Grana arenosa</i> Gg 2
600-625 cm	Kernverlust	
625-700 cm	sandige Tongyttja, ockerfarbig, Eisen, Sandanteil 10%	<i>Argilla steatodes</i> As 2; <i>Grana arenosa</i> Ga2
700-768 cm	Kernverlust	
768-800 cm	tonige Kalkmudde	<i>Argilla steatodes</i> As 2; <i>Limes detritosus</i> Ld 2
805-900 cm	sandige Kalkmudde	<i>Argilla steatodes</i> As 2; <i>Grana arenosa</i> Ga1, <i>Limes detritosus</i> Ld 2



Abbildung 8: Die Sedimente der Bohrung 1: fortlaufende Meter ab 5 m bis 9 m.

3.2.2 Bohrung 2

Tabelle 4: Sedimentbestimmung Bohrung 2

Tiefe	Sediment	Bezeichnung nach Troels-Smith
0-30 cm	rezenter Boden	
30-33 cm	Ton mit organischem Anteil	<i>Limus detrituosus</i> Ld2 und <i>Argilla steatodes</i> As2
33-37 cm	Ton	<i>Argilla steatodes</i> As4
37-43 cm	braune bis ockerfarbene Ton-Gyttja	<i>Argilla steatodes</i> As3 und <i>Limus detrituosus</i> Ld1
43-57 cm	grauer Ton Makrofossilien; Phragmites Rhizom (rezent);	<i>Argilla steatodes</i> As4
57-68 m	Verschleppung	
68-124	oliver bis grauer Seeton;	<i>Argilla steatodes</i> As4
124-135 cm	heller ockerfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As3; <i>Limus detrituosus</i> Ld1
135-139 cm	scharfe Grenze; Radizellen (Wurzelfragmente) Torf/stark zersetzter Cyperaceae Torf	<i>Detritus granosus</i> Dg3; <i>Detritus herbosus</i> Dh1; <i>Argilla steatodes</i> As+
139-160 cm	heller ockerfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As3; <i>Limus detrituosus</i> Ld1
160-226 cm	grauer Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As4
226-285 cm	Kernverlust	
285-316 cm	grauer bis ockerfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> Ag4; <i>Limus detrituosus</i> Ld+
316-322 cm	brauner Ton mit Makrofossilien	<i>Argilla steatodes</i> As3; <i>Limus detrituosus</i> Ld1;
322-330 cm	Schotter; <i>Grana arenosa</i> Ga 2	<i>Argilla steatodes</i> As2
330-338 cm	grauer bis olivfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As4; <i>Limus detrituosus</i> Ld+
338-436 cm	braun/grauer bis ockerfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As4
436-460 cm	braun bis grauer Ton und Schotter	<i>Argilla steatodes</i> As2; <i>Grana glareosa</i> Gg2
460-470 cm	grauer bis olivfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As3; <i>Limus detrituosus</i> Ld1
470-472 cm	Radizellen-Torf	<i>Detritus lignosus</i> Dl1; <i>Detritus herbosus</i> Dh1; <i>Detritus granosus</i> Dg2
472-490 cm	heller olivfarbener Seeton mit Makrofossilien	<i>Argilla steatodes</i> As4; <i>Limus detrituosus</i> Ld+
490-516 cm	grauer bis olivfarbener Seeton	<i>Argilla steatodes</i> As4; <i>Limus detrituosus</i> Ld+

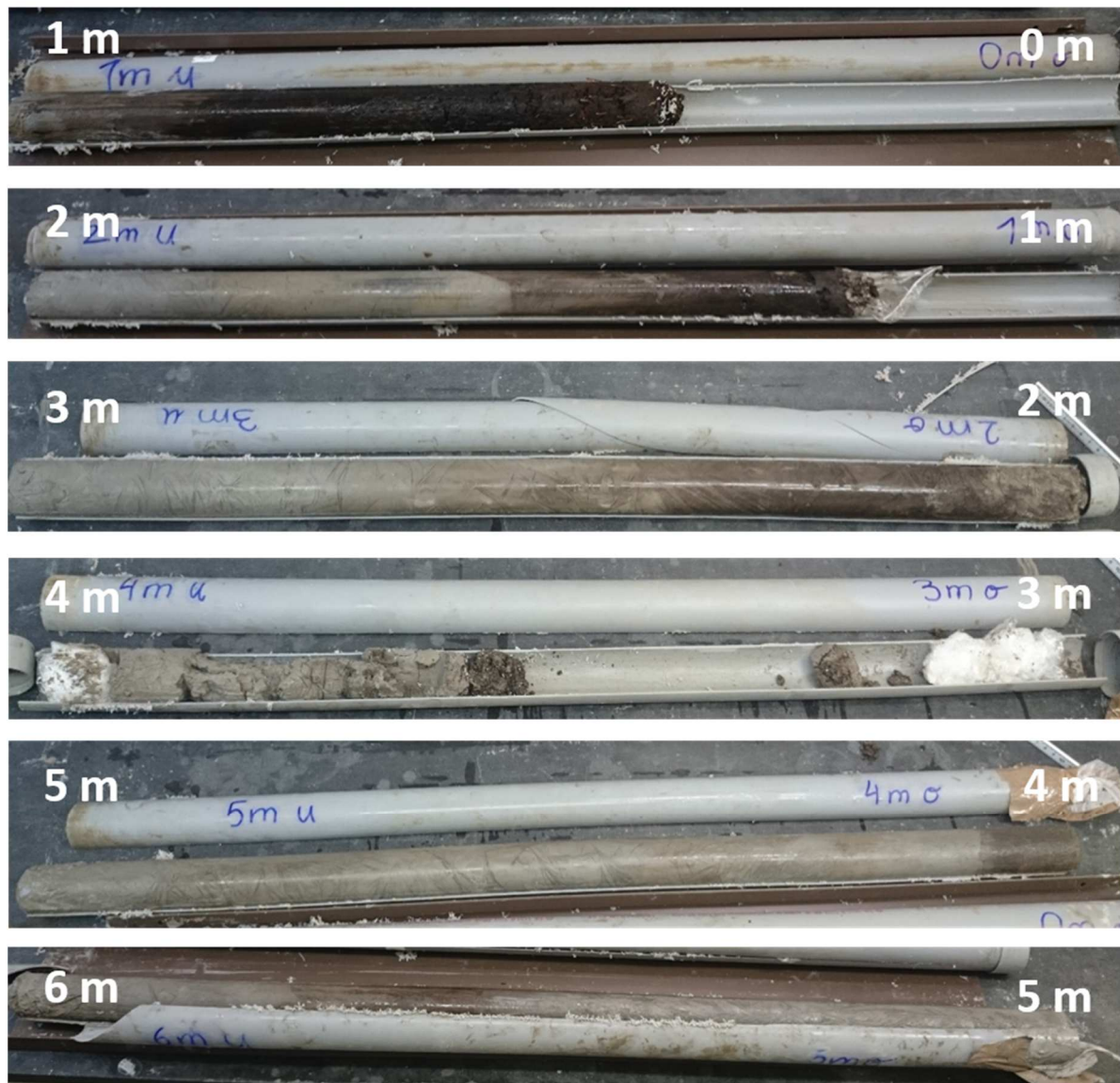


Abbildung 9: Die fortlaufenden Meter der Bohrung 2: 1 – 6 m

3.3 Definition der Pollen Zonen (lpaz=lokale Pollenansammlungszone, spaz = Standortpollenansammlungszone)

Das Pollenspektrum setzt sich aus Baumpollen- und Nichtbaumpollenanteilen zusammen. Pollen der Cyperaceae (Sauergrasgewächse) werden als Standortpflanzen wegen des unmittelbar lokalen Eintrags, der zu einer Überrepräsentation des Taxons im Pollenprofil führt, von der Pollensumme ausgeschlossen. Grundsätzlich wurden die Pollenspektren auf 1000 Baumpollen (AP) ausgezählt, aber die Pollensumme kann auf Grund der unterschiedlichen Zusammensetzung der Sedimente auch schwanken. Besonders im Bereich von Einlagerungen klastischer Sedimente sinkt die Pollensumme. Dies kann wiederum zu Einbrüchen einzelner Arten entlang des Kurvenverlaufs führen.

Weitere Elemente, die zu Interpretationszwecken dienen, sind die lokalen Pollenansammlungszone (lpaz) und die Standortspollenansammlungszone (Cushing 1967). Beide verstehen sich als biostratigraphische Pollenakkumulationszone, wobei letztere die Pollenablagerung ausschließlich am Bohrpunkt widerspiegeln. Die Standortspollenansammlungszone (spaz) werden zu übergeordneten lokalen Pollenzone zusammengefasst.

3.3.1 Bohrung 1 (520-896 cm)

lpaz 1 (896-520 cm): *Pinus-Picea-Corylus* Zone

Den Hauptbestandteil an AP bilden die Kiefer (*Pinus*), die Fichte (*Picea*) und die Hasel (*Corylus avellana*). Zu Beginn der lpaz ist *Pinus* mit 65 % die vorherrschende Art. In den Tiefenstufen 796-780 cm kommt es zu einem Wechsel der Dominanzverhältnisse zwischen *Pinus* und *Picea*. *Picea* erreicht mit knapp 50% ihr Maximum, und die Werte von *Pinus* sinken auf 30 %. Zwischen 697 und 630 cm bildet *Pinus* erneut den Hauptbestandteil des Pollenprofils. Gegen Ende der lpaz setzt sich *Picea* mit einem Anteil von 35-45 % durch. *C. avellana* ist im gesamten Pollenprofil mit Werten zwischen 5 und 20 % vertreten.

Die lpaz 1 *Pinus-Picea-Corylus* wird für eine detailliertere Beschreibung in vier Subzone (Standortspollenansammlungszone, spaz) gegliedert:

spaz 1A (896-807 cm): *Pinus-Picea-Corylus*

Pinus besitzt mit einem Anteil von 70 % Maximalwerte und ist die vorherrschende Baumart. In einer Tiefe von 840 cm kommt es zu einem Einbruch der *Pinus*-Werte auf 40 %. Die Zirben (*Pinus cembra*)-Werte liegen in einem Bereich von 5 %. Die Werte von *Picea* schwanken zwischen 15 und 30 %. Weiteres ist die spaz 1A durch *C. avellana* charakterisiert. Deren Werte liegen zwischen 5 und 10 %. Am Ende erreicht der *C. avellana*-Anteil 20 %. Einen konstanten Kurvenverlauf, in einem Bereich von max. 5%, zeigen die Erle (*Alnus*), die Birke (*Betula*), die Tanne (*Abies*), die Eiche (*Quercus robur*-Typ) und die Linde (*Tilia*).

Der Nicht-Baumpollen-Anteil ist äußerst gering. Gräser sind nur spärlich vorhanden (meist unter 1 %). In einstelligem Prozentbereich sind Sauergrasgewächse (Cyperaceae) und monoletete Sporen vertreten.

spaz 1B (807-770 cm): *Picea-Pinus-Corylus-Abies* Subzone

In den Tiefenstufen zwischen 807 und 796 cm kommt es zum Wechsel bei den dominierenden Arten. Es findet ein Rückgang der *Pinus*-Werte auf 25 % statt und der *Picea*-Anteil steigt auf bis zu 55 %.

Zu Beginn der spaz 1B setzt *Abies* mit einer kontinuierlichen Prozentkurve-Kurve ein. Der Anteil beläuft sich auf bis zu 5 % der Gesamtpollensumme. Die *C. avellana*-Werte sinken kurzfristig auf einen Anteil von unter 5 %. *Q. robur*-Typ besteht weiterhin in einem geringen (<5 %), aber konstanten Kurvenverlauf. Geringfügig sind nun auch Pollen von der Buche (*Fagus*) vorhanden (<5 %).

Vertreter der Nicht-Baumpollen, wie Süßgräser (Poaceae), Hahnenfuß (*Ranunculus acris*-Typ), Korbblütengewächse (Cichoriaceae) und Krokus (*Crocus*) sind nur zu einem geringen Anteil vertreten. Weiteres tritt in dieser Subzone eine erhöhte Anzahl von Holzkohlepartikel auf.

Am Ende der spaz 1B kommt es zu einer erneuten Dominanz von *Pinus*. Der Anteil steigt auf bis zu 50 %. Gleichzeitig fällt der prozentuelle Anteil von *Picea* auf 35 %. Die spaz endet mit einem Hiatus, der von 770 und 697 cm Tiefe besteht.

spaz 1C (697-630 cm): *Pinus-Picea-Corylus-Cyperaceae* Subzone

Der Abschnitt oberhalb des Hiatus wird weiterhin von *Pinus* dominiert. Der Zirben (*Pinus cembra*)-Anteil steigt auf knapp 20 %. *Picea* ist subdominant und fällt von 40% am Beginn der spaz auf 20% am Ende. Im Bereich von 690 cm und zwischen 640-630 cm erreicht *C. avellana* einen maximalen Wert von knapp 20 %. In einer Tiefe von 650-630 cm erreicht die Ulme (*Ulmus*) einen Anteil von 5 %.

Zwischen 670 und 650 cm steigt der Anteil der Cyperaceae schlagartig auf 70 % und fällt darauf wieder auf unter 5 %. In diesem Bereich sind auch erhöhte Werte bei den monoleteten Sporen zu verzeichnen. Im diesem Bereich steigt auch der Anteil der Gräser an. Kräuterpollen sind nur vereinzelt vorhanden.

Ein weiterer Hiatus besteht zwischen 630 und 597 cm und stellt die Obergrenze dieser spaz 1C dar.

spaz 1D (597-520 cm): *Picea-Pinus-Pinus cembra* Subzone

Picea ist von Beginn an dominant. Der Anteil von *Picea* beträgt zunächst 40 % und erreicht im Kurvenverlauf über 45 %. Die Werte von *Pinus* befinden sich in einem Bereich zwischen 25 und 35 %. In einer Tiefe von 540 cm sind *Picea* und *Pinus* zu gleichem Anteil vertreten. Gegen Ende der spaz 1D ist *Picea* erneut die vorherrschende Art. Der *P. cembra*-Anteil erreicht im Verlauf der Subzone über 15%. In der Tiefenstufe von 550 cm und am Ende der LPAZ 1D sinken die Werte auf 5 %. *Abies* ist diskontinuierlich vertreten, weist jedoch bei 550 cm einen Gipfel von 5 % auf. Der *C. avellana*-Anteil beträgt bis auf dem Beginn der spaz, wo ihr Wert erneut auf 20 % steigt, in der gesamten Subzone 5%. *Alnus* und *Betula* zeigen einen kontinuierlichen Kurvenverlauf (<5 %). Weitere Arten die einen beständigen Kurvenverlauf im Bereich von <5 % zeigen sind *Q. robur*-Typ und *Ulmus*.

Die Kräuter sind nur zu maximal 5 % vertreten. Eine kontinuierliche Präsenz weisen die Poaceae, Cichoriaceae und *R. acris* auf. Im Bereich 560 bis 540 cm steigt der Anteil der Cyperaceae auf 10 % und sinkt am Ende der Subzone auf unter 5 %.

Die gesamte spaz 1D ist durch einen hohen Anteil an Holzkohlepartikel gekennzeichnet.

3.3.2 Bohrung 2: 1-514 cm

Die Bohrung 2 wird in drei lpaz und mehrere Subzonen gegliedert:

LPAZ 1 (514-460 cm): *Pinus-Picea-Corylus* Zone

Die für die Bohrung 1 definierte lpaz 1 *Pinus-Picea-Corylus* Zone ist auch in Bohrung 2 vertreten und bildet in einer Tiefe von 514-460 cm eine eigene Subzone.

spaz 1E (514-460 cm): *Pinus-Picea-Pinus cembra-Corylus* Subzone

Das Pollenspektrum wird von *Pinus* dominiert. *Pinus* erreicht einen maximalen Anteil von 55%. *P. cembra* ist konstant mit Werten von 15 % vertreten und sinkt in 470 cm Tiefe auf unter 5 %. Der Anteil von *Picea* schwankt zwischen 15 und 25 % und steigt am Ende der Subzone auf über 50%. In einer Tiefe von 470 cm verzeichnet *Alnus* ein Maximum von 10 %. Die Werte von

C. avellana erreichen bis zu 20 %. *Betula* ist geringfügig (<5%), aber in einem konstanten Kurvenverlauf vorhanden. Dasselbe gilt für *Ulmus* und *Tilia*. Weiteres treten vereinzelt Baumpollen von Ahorn (*Acer*), Esche (*Fraxinus excelsior*), *Q. robur*-Typ und *Fagus* auf. Die Strauchschicht wird geringfügig von Heidekrautgewächse (Ericaceae) und Weiden (*Salix*) bestimmt, sowie durch Einzelfunde von Efeu (*Hedera helix*).

Im Bereich von 490-470 cm steigen die Werte der Cyperaceae auf ein Maximum (112% bezogen auf die Pollensumme) an, fallen danach ab und sind am Ende der Subzone kaum noch vorhanden. Schachtelhalme (*Equisetum*) weist im selben Bereich ebenso einen Gipfel auf.

Der Nicht-Baumpollen-Anteil ist im Vergleich zum Baumpollen-Anteil äußerst gering.

Ipaz 2 (460-318 cm): *Picea-Pinus-Abies* Zone:

spaz 2A(460-318 cm): *Picea-Pinus-Abies* Subzone

Die spaz 2A zeichnet sich durch einen Wechsel der Dominanzverhältnisse zwischen *Pinus* und *Picea* aus. *Picea* dominiert in diesem Abschnitt mit Werten zwischen 50-60 %. Die Kurve von *Pinus* verläuft nach einem starken Einbruch bei 450 cm Tiefe relativ konstant im Bereich von 15-30 %. Im Vergleich zur vorherigen Subzone nimmt die Präsenz von *P. cembra* deutlich ab (<5%). Die Zone zeichnet sich zudem durch das Einsetzen kontinuierlich verlaufender Prozentkurven von *Abies* (5 %) und *Fagus* (<5 %) aus. Phasenweise werden erhöhte Werte von *Q. robur*-Typ, *Tilia* und *Ulmus* registriert, allerdings unterhalb von 5 %. Im Kurvenverlauf treten stellenweise auch erhöhte Werte bei *Alnus* und *C. avelana* auf, die bis zu 5 % betragen.

Der Nicht-Baumpollen-Anteil spielt weiterhin eine untergeordnete Rolle. In der Krautschicht sind geringfügig Cichoriaceae, Greiskräuter (*Senecio*), *Crocus* und *R. acris*-Typ vorhanden.

Zu Beginn und am Ende der Zone werden erhöhte Werte bei den monoleten Sporen registriert. Deren Anteil beträgt teilweise bis zu knapp 15 %. Weiteres ist am Anfang und am Ende der Zone eine Zunahme der Holzkohlepartikel (>50 µm) zu verzeichnen. Der Cyperaceae-Anteil ist gering.

Ipaz 3 (318-286 cm und 224 – 1cm): *Picea-Pinus-Pinus cembra* Zone

In der gesamten Ipaz 3 ist *Picea* die dominierende Art. Der Kurvenverlauf von *Pinus* schwankt zwischen 10 und 30 %. Weitere Arten, deren Präsenz zwischen 5 und 15 % liegt, sind *P. cembra*, *Abies*, *Alnus* und *Fagus*. Der Anteil der Nicht-Baumpollen ist weiterhin nur geringfügig.

Phasenweise können in einzelnen Tiefenstufen erhöhte Werte bei den Cyperaceae verzeichnet werden. Ipaz 3 wird in drei Subzonen gegliedert:

spaz 3A (318-224 cm): *Picea-Pinus-Pinus cembra-Abies* Subzone

Picea dominiert im gesamten Abschnitt. Der Kurvenverlauf von *Pinus* schwankt zwischen 10 und 20 %. Auffällig ist zu Beginn der Subzone ein erhöhter *P. cembra*-Wert von 10 %. Zu Beginn der Subzone ist auch *Abies* mit knapp 15 % vertreten. In dieser Subzone können erstmal Werte von *Fagus* im Bereich von 5-10 % gemessen werden.

Unter den Nicht-Baumpollen besteht eine geringe Erhöhung der *Crocus* Werte (<5%). Weiteres sind in diesem Abschnitt vereinzelt *Cerealia* Pollen vorhanden. Die Cyperaceae sind am Oberende der Subzone (286-300 cm) stark vertreten. Diese Subzone wird in einer Tiefe zwischen 286 und 224 cm durch einen Hiatus begrenzt.

spaz 3B (224-80 cm): *Picea-Pinus-Alnus-Betula* Subzone

Picea und *Pinus* sind in dieser Subzone stark vertreten. Zunächst ist *Picea* mit Werten zwischen 40 und 65 % im Pollenspektrum vorhanden. Diese nehmen bei 100 cm ab, so dass *Picea* nur mehr mit 30 % vertreten ist. Gegen Ende der Subzone steigen ihre Werte wieder an. *Pinus* ist zu Beginn der Subzone mit knapp 15 % am Pollenspektrum beteiligt und steigt aber auf einen Anteil von maximal 30 % an. *P. cembra* weist bei 200 cm einen Gipfel von knapp 20% auf, ist jedoch im weiteren Kurvenverlauf nur noch geringfügig (<5%) vertreten. Auffällig ist ein *Betula* Gipfel bei 120 cm; dieser beträgt 15 %. Gegen Ende der Subzone sinken die *Betula*-Werte wieder auf unter 5 %. Der Pollenanteil von *Alnus* befindet sich im Bereich von 15 % und nimmt gegen Ende der Subzone ab. Weiteres steigen die *C. avellana*-Anteile auf 5 %. Der Kurvenverlauf von *Abies* und *Fagus* bleibt unverändert im Bereich von 5%. In einer Tiefe von 180 cm wird der erste Kastanien (*Castanea sativa*) Pollen registriert. Gegen Ende der Subzone treten erstmals vereinzelt Pollen der Walnuss (*Juglans*) auf. Die Sträucher sind geringfügig durch Wacholder (*Juniperus*) und Ericaceae repräsentiert.

Unter den Kräutern wird in einer Tiefenstufe von 90 cm ein erhöhter Anteil von *R. acris*-Typ erreicht. Der höchste Wert beträgt 10 %. Die Cyperaceae sind zwischen 180 und 130 cm stark vertreten. Die Pollenkurve der Gräser verläuft kontinuierlich und steigt im Bereich zwischen 180-140 cm auf bis zu 10 % an.

In den Tiefenstufen von 224 bis 180 cm werden vermehrt Holzkohlepartikel registriert.

spaz 3C (80-1 cm): *Picea-Pinus-Cyperaceae* Subzone

Der *Picea*-Anteil beträgt zunächst knapp 75 % des gesamten Pollenspektrums. *Pinus* ist mit 15 % vertreten. In 58 cm Tiefe kommt es zu einem Einbruch der *Picea*-Werte, die auf 25 % sinken. In derselben Tiefenstufe steigen die *Pinus*-Werte auf 25 %. In 50 cm Tiefe ist ein Anstieg der *Picea*-Werte auf 55 % zu verzeichnen. Der *P. cembra*-Anteil schwankt zwischen 5 und 10 %. Die Subzone wird weiteres durch *Abies* und *Fagus* charakterisiert, deren Anteile zwischen 5 und 10 % betragen. In einem geringeren Ausmaß ist der *Q. robur*-Typ (<5%) vorhanden und vereinzelt treten Pollen von *C. sativa* auf. Kontinuierlich sind Baumpollen von *Alnus* mit 5-10 % und *Betula* mit 5 % vertreten. *C. avelana* ist nur geringfügig (<5%) vorhanden.

Zur Strauchschicht gehören Pollen der Ericaceae (<5 %) und vereinzelt können Pollenkörner von *Juniperus* und *Salix* nachgewiesen werden.

Die Kräuter werden durch einen geringen Anteil (<5%) von Korbblütler (Asteraceae; *Artemisia* und *Senecio* T.), Wegerich (*Plantago lanceolata*-Typ), Doldenblütler (Apiaceae) und *R. acris*-Typ bestimmt. Die Werte der Cyperaceae liegen in der gesamten Subzone sehr hoch, wird jedoch durch mehrere Einbrüche bestimmt. Der Kurvenverlauf der Gräser schwankt zwischen 5 und 15 % und steigt nahe der Oberfläche auf 15 % an.

3.4 Die Vegetationsentwicklung

Die beiden Bohrungen erfassen die Vegetationsentwicklung ab dem Boreal (Ipaz 1; Bohrung 1: 896 – 807 cm (spaz 1A), Bohrung 2: 514 – 460 cm (spaz 1E)). Damals herrschte ein Kiefernwald mit Fichte (*Picea*) vor. In der Nähe zum Talboden waren vereinzelt die Hasel (*Corylus avellana*), die Eichenmischwaldarten und die Erle (*Alnus*) im Unterwuchs beigemischt; letztere vor allem stellenweise entlang des Risstalbachs. Mit zunehmender Seehöhe trat auch die Zirbe (*P. cembra*) stärker in der Vordergrund, die auch die Waldgrenze bildete. Vereinzelt war auch die Lärche (*Larix*) den Kiefernwäldern beigemischt.

Am Beginn des Atlantikums erfolgte die Massenausbreitung der Fichte (*Picea*), wodurch die Kiefern (*Pinus sylvestris*, *P. mugo*, *P. cembra*) zurück- bzw. in höhere Lagen abgedrängt wurden (Bohrung 1: 807 – 520 cm (spaz 1B, 1C, 1D), Bohrung 2: 514 – 460 cm (spaz 1E). Die Ausbreitung der Fichte wurde durch kühle, feuchte Klimaverhältnisse begünstigt (Ravazzi 2002), im Zuge derer auch die Tanne (*Abies*) und die Buche (*Fagus*) in das

Untersuchungsgebiet einwandern. Die Tanne (*Abies*) ist dabei etwas stärker vertreten als die Buche (*Fagus*), was auf ein früheres Eintreffen der Tanne im Untersuchungsgebiet hindeutet. Beide mesophilen Arten waren aber nur mit Einzelindividuen den Fichtenwäldern beigemischt. Durch die Dominanz der Fichte (*Picea*) in den montanen Wäldern wurde die Kiefer (*P. sylvestris/mugo*) auf karge gut drainierte Böden zurückgedrängt und andererseits konnte sich auch der Pollenniederschlag der Zirbe (*P. cembra*) von den subalpinen Standorten nicht mehr so stark manifestieren. Der Unterwuchs der Fichtenwälder war durch Heidekrautgewächse (*Ericaceae*), einigen Gräsern (*Poaceae*) und Kräutern geprägt.

Im Gegensatz zu Bohrung 2, in der der Kurvenverlauf der Klimaxbaumarten mehr oder weniger gleichmäßig erfolgt, zeichnet sich die Vegetationsentwicklung des älteren Atlantikums in der Bohrung 1 deutlich variabler ab. Nach einer Dominanzphase (Bohrung 1, spaz 1B) wird die Fichte an der oberen Grenze der spaz 1B (Bohrung 1) subdominant und bleibt bis am Beginn der spaz 1c (Bohrung 1) der Kiefer untergeordnet. Diese Entwicklung ist in der Bohrung 2 nur in den Grundzügen im Verlauf der Prozentkurven der Fichte und Kiefer zu beobachten. In Bohrung 2 steigt die Fichte am Beginn der spaz 2A auf ein Maximum an, während die Kiefernkurve auf niedrigem Niveau den gegenteiligen Verlauf nimmt. Ab 440 cm Tiefe bricht die Fichtenkurve leicht ein und stieg dann um ca. 6000 BC wieder auf Maximalwerte an. Diese unterschiedliche Entwicklung dürfte auf unterschiedliche Sedimentationsbedingungen zurückzuführen sein. Bohrung 1 erfasst diese Phase mit einer viel höheren Mächtigkeit und zudem auch mit höherer Pollendichte. In Bohrung 2 ist am Übergang der spaz 1E auf 2A mehr klastisches Sediment abgelagert (grober Sand) und eine deutlich geringere Pollendichte festzustellen, die auf die komplexen unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen an den beiden Bohrpunkten hinweist. Das weist auf eine höhere kinetische Energie am Ablagerungsort hin, wodurch auch eine unterschiedliche Ablagerung vor allem der sakkaten Pollenkörner (Kiefernngewächse; *Pinaceae*) wahrscheinlich ist. Dies mag Schwankungen der Koniferen in diesen Abschnitten der beiden Bohrungen erklären.

In der gesamten Bohrung 1 treten die Gräser (*Poaceae*) in geringen Werten und Siedlungszeiger nur sporadisch auf, was auf keine Auflichtung der Wälder schließen lässt. Auch die Holzkohlenpartikel (*particulae carbonae* >100µ), die auf lokale Feuerereignisse hinweisen fehlen bzw. sind nur vereinzelt in 640, 540 und 520 cm Tiefe vorhanden. Synchron verzeichnen die Klimaxbaumarten keine Einbrüche, ebenso wie die Gräser und Kräuter keine Maxima

zeigen. Somit ist mit kleinflächigen Feuern zu rechnen, die zu keinen nennenswerten Auflichtungen in den Fichten-Kiefern-Wäldern geführt haben. Dies gilt auch für das erste Auftreten von Siedlungszeigern in Bohrung 2 in 420 cm Tiefe (ca. 6000 – 6500 BC), die von geringfügigen Einbrüchen der Fichte (*Picea*) und Kiefer (*Pinus*) begleitet werden. Die weitere Entwicklung der Wälder in diesem Abschnitt verläuft gleichmäßig und ohne nennenswerte Veränderungen der Vegetation bis zur Obergrenze der spaz 2A, die mit einer Schottereinlagerung endet.

Am Beginn des Subboreals (spaz 3A) zeigt die Prozentkurve der Fichte (*Picea*) in 314 cm Tiefe ein Minimum, begleitet von einem Gipfel der Gräser (*Poaceae*), Einzelvorkommen der Siedlungs- und Kulturzeiger (*Cerealia*). Zugleich manifestiert sich der Pollenniederschlag der Zirbe (*P. cembra*), die an der Waldgrenze wächst, wieder deutlich verstärkt (>10%), was auf einen verstärkten extralokalen Polleneintrag schließen lässt. Zusammen mit der Schottereinlagerung zuvor (322 – 330 cm Tiefe) und der geringen Pollenkonzentration lässt dies auf ungünstige Klimabedingungen schließen. Das ¹⁴C-Datum in 320 cm Tiefe stellt dieses Ereignis in die Rotmoos I Schwankung (Bortenschlager 1992). Diese Klimaschwankung zeichnet sich durch kühlere Temperaturen und erhöhte Niederschläge aus und ist mit einer Waldgrenzabsenkung in den Ostalpen verbunden. Im Pollendiagramm manifestiert sie sich auch in einem Ausbreiten der Tanne (*Abies*) und Buche (*Fagus*). Während dieser Klimaungunst ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, dass sich der Pollenniederschlag aus dem Fernflug besser manifestiert, wie sich schon am Beispiel der Zirbe zeigt. Dementsprechend ist das Auftreten von *Cerealia*-Pollen eher auf Eintrag aus dem Fernflug zurückzuführen und nicht als Indikation für einen lokalen Ackerbau in der Hinterriß zu werten. Die weitere Vegetationsentwicklung in dieser spaz 3A verläuft stabil bis zur Obergrenze in 286cm, wo ein Hiatus, der über den gesamten See feststellbar ist, diese spaz 3A beendet. Die Hiatus-Obergrenze ist durch ein ¹⁴C-Datum mit 3490-3118 cal BC erfasst und fällt damit in die Rotmoos II Schwankung (Bortenschlager 1992).

In der zweiten Hälfte des Subboreals wird am Bohrpunkt 2 wieder feinklastisches Sediment mit Pollenführung abgelagert. Die Vegetationsverhältnisse entsprechen jenen des frühen Subboreals. Es herrschen Fichtenwälder, denen je nach Seehöhe und Untergrund Kiefern (*Pinus*), Tanne (*Abies*) und Buche (*Fagus*), beigemischt sind, vor. Die Zirbe (*P. cembra*) ist in geringeren Werten als in spaz 3A vertreten. Heidekrautgewächse (*Ericaceae*), Gräser

(Poaceae) und Kräuter in niedrigen Prozentwerten reflektieren den Unterwuchs der umliegenden Wälder. Vereinzelt finden sich auch anthropogene Störungszeiger (Chenopodiaceae) darunter. Sie treten nun mit einer erhöhten Stetigkeit, aber noch nicht mit höherer Quantität gemeinsam mit höheren Werten der Holzkohlen (particulae carbonae >50µ) und einem Einbruch der Fichte (*Picea*) auf, die eine verstärkte Anwesenheit des Menschen im Chalkolithikum wahrscheinlich machen. Diese anthropogene Störungsphase erlischt bereits um 3000 cal. BC wieder. Die Kiefern (*Pinus*) und die Zirbe (*P. cembra*) manifestieren sich auf Kosten der Fichte (*Picea*) deutlicher im Pollendiagramm, was auf eine Klimaungunst am Übergang Neolithikum zur Bronzezeit hinweist. Anschließend breitet sich die Fichte wieder aus.

In der Mittelbronzezeit (um 1700 cal BC) treten erneut vereinzelt Siedlungszeiger (*Plantago lanceolata*-Typ) auf, wobei die Klimaxbaumarten keinerlei Reaktion zeigen. Demnach dürfte die anthropogene Störung in größerer Entfernung zum Bohrpunkt stattgefunden haben. Ab diesem Zeitpunkt nimmt die Fichte (*Picea*) stetig ab, hingegen nimmt die Buche (*Fagus*) zu, was auf deren Ausbreitung in den montanen Fichtenwäldern hinweist. Am Übergang zur Eisenzeit sind neuerlich vermehrt anthropogene Zeiger zu beobachten. Anschließend nehmen die Gräser (Poaceae) zu, die Kiefern (*Pinus*) breiten sich aus. Mit der Römerzeit nehmen die Gräser (Poaceae), Siedlungszeiger und Wiesenkräuter weiter zu. Zusätzlich tritt Pollen vom Cerealia-Typ auf. Dies reflektiert eine Siedlungsphase mit Ackerbau und Viehzucht, die nach dem bisherigen Zeit-Tiefen-Modell bis ins 4. Jh. AD andauert. Anschließend ist eine Regeneration der Fichtenwälder zu beobachten, der anthropogene Einfluss geht zurück.

Am Beginn des Mittelalters (120 cm Tiefe) ist die Fichte (*Picea*) rückläufig, dafür breiten sich die Birke (*Betula*), Erle (*Alnus*) und die Kiefern (*Pinus*, *P. cembra*) aus. Dies reflektiert zum einen eine kleinräumige Störung in der lokalen Vegetation, die durch eine Sekundärsukzession geschlossen wird. Als Ursache für diese Reorganisation in den Wäldern kommen klimatische Veränderungen eher in Frage als der Mensch, da in diesem Abschnitt kaum anthropogene Störungszeiger nachgewiesen sind und zudem die Pollenkonzentration niedrig ist.

Im Hochmittelalter (90 cm Tiefe) breitet sich die Fichte (*Picea*) auf Kosten der Kiefer (*Pinus*) wieder aus, und es stellen sich die Dominanzverhältnisse zwischen den Klimaxbaumarten wie am Beginn des Subborals (Neolithikum) wieder ein. Ab 70 cm Tiefe geht die Fichte (*Picea*) wieder zurück, und die Gräser (Poaceae) zeigen Maxima. In 60 cm Tiefe durchläuft die Fichte

(*Picea*) ein Minimum. Die Gräser (Poaceae) besitzen ein Maximum, das von Siedlungs- (*Artemisia*, Chenopodiaceae, *Plantago lanceolata*-Typ), Weide- (*Campanula*, *Rhinanthus*) und Kulturzeigern (*Triticum*-Typ) begleitet wird, und eine hochmittelalterliche Weidenutzung des Hinteren Rißtals reflektiert. Im Anschluss (50 cm) erfolgt wieder eine kurzfristige Regeneration der Fichtenwälder, aber ab 40 cm Tiefe setzt eine neuerliche Siedlungsphase ein, die durch eine Weidenutzung geprägt ist und der Frühen Neuzeit zuzuschreiben ist.

Die Fichte (*Picea*) ist von nun an konstant rückläufig, während die Gräser (Poaceae) konstant bei ca. 10 % liegen. Nur im jüngsten Abschnitt breiten sie sich nochmals aus (15%). Damit verbunden ist auch ein weiterer Anstieg der Weidezeiger, der die neuzeitliche und heutige almwirtschaftliche Nutzung des Hinteren Rißtales widerspiegelt.

4. Diskussion

Die Pollenanalysen der beiden Bohrungen aus dem Hinteren Rißtal geben die Vegetationsentwicklung ab dem Boreal wieder. Die Palynostratigraphie stimmt mit angrenzenden Untersuchungen im Werdenfelser Land (Weber 1999), Murnauer Moor (Peters (2012), Zwischentoren (Walde 2010) und dem Iller-Wertach Jungmoränengebiet (Stojakowits 2014) gut überein. Die Fichten-Dominanz ab dem Älteren Atlantikum dürfte wohl durch ozeanischere Klimabedingungen begünstigt worden sein (cf. Tinner et al. 1999, Tinner & Lotter 2001). Im Bereich der Bohrung 1 des Hinteren Rißtales weisen in diesem Zeitraum grobklastische Ablagerungen auf eine erhöhte kinetische Energie, die mit einen verstärkten Abfluss des Wassers im See verbunden war, hin. Die Vegetationsverhältnisse bleiben während des Atlantikums mehr oder weniger stabil und nur geringfügige Störungen sind zu verzeichnen. Dazu ist auch das erste Auftreten Siedlungszeigern zwischen 6000 und 6500 cal. BC zu zählen, das mit minimalen Rückgängen der Fichte (*Picea*) und Kiefer (*Pinus*) verbunden ist. Dieses Vorkommen ist an einem Kernstoß gelegen und sollte deshalb nicht überbewertet werden. Das Auftreten der Siedlungszeiger, die als Apokraten zur indigenen Flora gehören, ist in keinen dieser Fälle so stark, dass es über der natürlichen Verbreitung dieser Pollentypen liegen würde, um daraus eine anthropogene Förderung abzuleiten.

Deutlicher sind die Hinweise auf eine anthropogene Störung am Übergang des Atlantikums zum Subboreal (Jungneolithikum). Der Einbruch der Fichte (*Picea*) ist drastisch, begleitet von relativ hohen Werten der Gräser (Poaceae) und vorerst Kulturzeigern (Cerealien), denen

Siedlungszeiger folgen. Aber auch diese Anzeichen einer anthropogenen Störung treten an einem Kernstoß auf, und auch hier weisen Schottereinlagerungen im Liegenden auf gestörte Sedimentationsbedingungen am Bohrpunkt hin. Zudem ist in den hangenden Schichten die Pollenkonzentration gering, was ebenso auf anhaltende ungünstige Klimabedingungen hindeutet. Dieses Ereignis ist mit einem Radiokarbondatum von 5265 ± 27 unkal. BP (4228 – 3990) erfasst, und stellt dieses in eine Klimaungunst (Rotmoos I) im Alpenraum, die durch Gletschervorstöße zwischen 4600 und 4200 BC (Nicolussi 2009) charakterisiert ist. In höheren Lagen äußert sich dies auch in einer geringeren Pollenproduktion der Pflanzen (Kofler et al. 2005), und damit kann sich der Fernflug besser im Pollenspektrum manifestieren. In vorliegenden Fall ist auch an eine Fernverfrachtung von Siedlungs- und Kulturzeigern zu denken.

Die Vegetationsabfolge wird von 286 cm Tiefe durch einen 60 cm mächtigen Hiatus unterbrochen. Aufgrund des vorliegenden Zeit-Tiefen-Modells fällt diese Klimaungunst in die Zeit des Eismannes zwischen 3500 und 3200 BC. Diese Zeitspanne umfasst den zweiten Teil der Rotmoos Klimaschwankung in den Ostalpen: die Rotmoos II Schwankung (Bortenschlager 1992), die mit Gletschervorstößen verbunden war (Nicolussi 2009). Der Hiatus lässt sich über einen großen Teil des Seebeckens verfolgen (Mair et al. 2016).

Nach dem ^{14}C -Datum von 3490 – 3118 cal. BC setzt die Sedimentation am Bohrpunkt wieder im Chalkolithikum ein. Auch hier treten Siedlungszeiger auf, wobei es sich allerdings fast ausschließlich um Pollen von Gänsefußgewächsen (Chenopodiaceae), die weit über ihren Standort hinaus verbreitet werden (Jochimsen 1986), handelt. Ihre Aussagekraft für lokale Vegetationsveränderungen ist daher eingeschränkt.

Am Beginn der Bronzezeit kommt es zu einer Ausbreitung der Kiefern (*Pinus*) und Zirbe (*P. cembra*) was auf eine Klimaungunst hindeutet. Erst in der Mittel- bzw. Spätbronzezeit treten die Siedlungs- und Weidezeiger wieder stärker hervor. Im Vergleich mit den umliegenden Pollendiagrammen bekommen die Anzeichen einer prähistorischen landwirtschaftlicher Nutzung des Hinterrisstaes mehr Relevanz. Eindeutig sind die Pollenstraten vom Ahornboden in der Bronzezeit aber nicht zu interpretieren. Unter Berücksichtigung der nachgewiesenen bronzezeitlichen anthropogenen Aktivität in den umliegenden Pollenprofilen aus dem Werdenfelser Land (Weber 1999), Ehrwalder Becken (Oeggli 2004) und Brandenburg (Eidenhammer 1999) ist ein Auftreten des Menschen auch im Hinteren Rißtal zu dieser Zeit

wahrscheinlich, wenngleich die Zeigerpollen im Profil vom Ahornboden nicht signifikant erhöht vorkommen (Abb. 10). Die Anwesenheit des Menschen wird in jedem Fall durch den Fund eines spätbronzezeitlichen Schwertes (Straubinger 2014) untermauert. Inwieweit damit auch Veränderungen in Vegetation verbunden waren, lässt sich aus diesem palynologischen Befund nicht herauslesen. Möglicherweise spiegeln sich darin kleinräumige Rodungen in der weiteren Umgebung wieder. Die Holzkohlenpartikel zeigen in dieser Phase erhöhte Werte, aber sind nicht als lokale Feuer zu interpretieren.

Aus der Eisenzeit liegen keine palynologische Nachweise einer Siedlungsaktivität in der Eng vor, was auch mit der niedrigen Sedimentationsrate und dem Beprobungsintervall in Zusammenhang stehen könnte. Damit unterscheidet sich diese Vegetationsentwicklung zu jener der Westlichen Kalkalpen. Dort lässt sich eine Besiedlung dieser Gebirgsräume in der Latène- und Römerzeit auch in den westlich angrenzenden Pollenprofilen aus dem Ehrwalder Becken (Oeggli 2004), Werdenfelser Land (Weber 1999), Zwischentoren (Walde 2010) und Iller-Wertach-Jungmöränengebiet (Stojakowits 2014) nachweisen, die sich bis in die Römerzeit fortsetzt. Die im östlichen Teil des Karwendel gelegenen Gebiete, darunter Brandenburg (Eidenhammer 1999) und das Arzmoos (Peters 2012), erfassen diese Abschnitte schlecht. Aus dem Brandenburg (Eidenhammer 1999), einem Seitental des Inntals, ist eine erste Siedlungsphase schon im Spätneolithikum nachgewiesen. Sie ist allerdings nur von kurzer Dauer. Am Übergang Spätneolithikum zur Frühbronzezeit setzt dann eine weitere Siedlungsaktivität ein, die in der mittleren Bronzezeit schwächer wird und in der Spätbronzezeit wieder an Bedeutung gewinnt. In der Eisenzeit erzielt sie die größte Ausdehnung und hält bis ans Ende der Römischen Kaiserzeit an. Anschließend wird die Siedlungstätigkeit in diesen Gebieten fast vollständig aufgelassen.

Erst im Mittelalter erfolgt eine neuerliche Urbarmachung der Gebiete, das sich in allen vorliegenden Pollendiagrammen vom Arzmoos (Peters 2012) im Osten bis in den Westen des Karwendels beobachten lässt. Die Aufzeichnung der anthropogenen Aktivitäten im Profil Ahornboden erfolgt wegen der Probenabstände von 10 cm nicht so detailliert wie im Arzmoos, zeichnet aber die Siedeltätigkeit nach. In der Eng setzt die weidewirtschaftliche Nutzung des Talschlusses im 12. Jh. AD ein, dauert bis ins 14. Jh. AD an, und wird dann unterbrochen, um im 16. Jh. AD erneut einzusetzen. Dieser geringere Siedlungsdruck ist auch am Ende des 13. Jh. AD im Arzmoos zu verfolgen. Der Rückgang des Weidebetriebes in 20 cm Tiefe ist

möglicherweise dem Höhepunkt der kleinen Eiszeit geschuldet, was aber durch ein genaueres Zeit-Tiefen-Modell und Feinanalysen abgesichert werden muss.

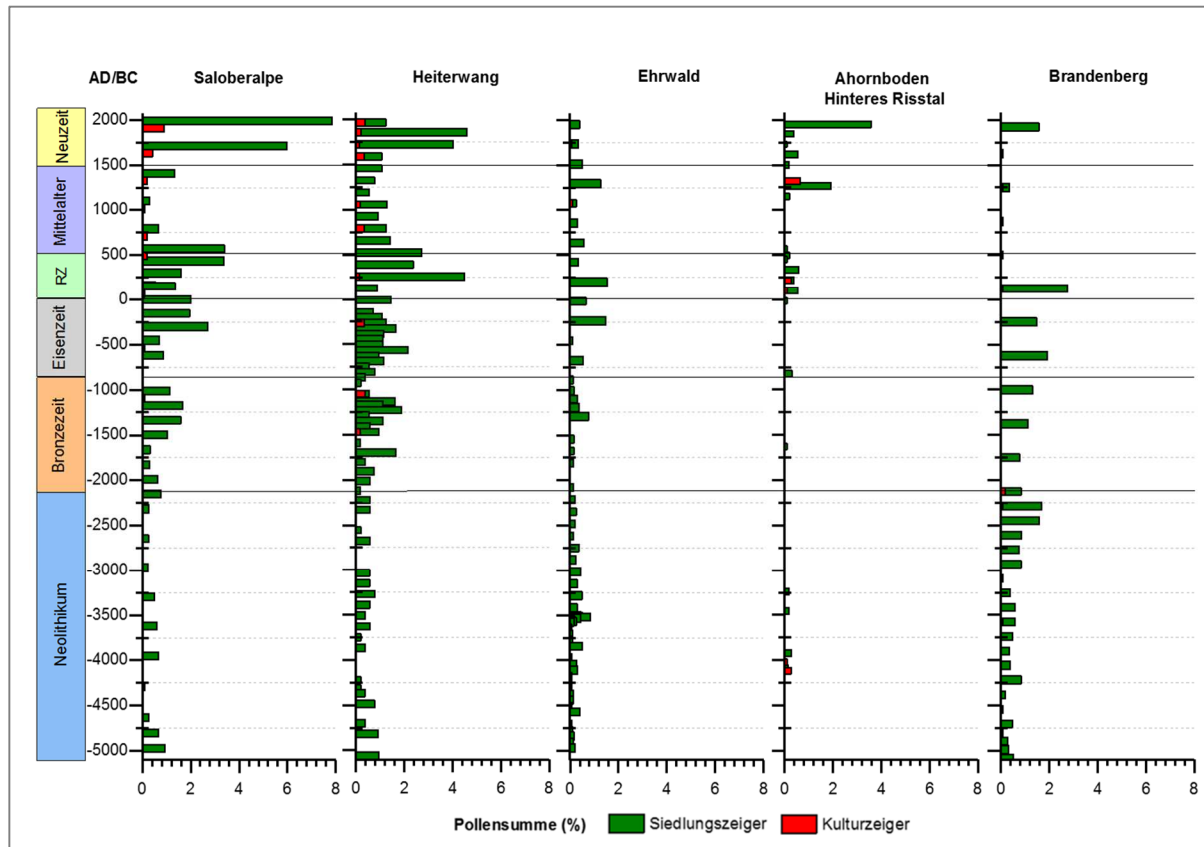


Abbildung 10: Prozentwerte der Kultur- und Siedlungszeiger pollenanalytischer Untersuchungen von vier benachbarten Standorten (Saloberalpe, Heiterwang, Ehrwalder Becken, Brandenburg) zum Pollenprofil Ahornboden-Hinteres Ristal in einem West-Ost-Transekt.

5. Zusammenfassung

Die beiden Bohrkerne aus dem Seebecken im Hinteren Risstal erfassen die Vegetationsgeschichte seit dem Boreal. Die Schichtfolge im Bereich der Bohrpunkte ist mehrfach durch Hiaten und grobklastische Einlagerungen gestört. Die früh- und mittelholozäne Vegetationsentwicklung ist trotzdem im Wesentlichen erfasst, und liefert neue vegetationsgeschichtliche Daten für das Karwendel.

Sowohl die Speisung des ehemaligen Sees durch den Risstalbach als auch die starke Akkumulation an den Schuttfächern der Seitentäler wird in den Ablagerungen sichtbar und untermauert die Abhängigkeit der Vegetationsentwicklung vom damaligen Klimageschehen. So dokumentieren die grobklastischen Sedimente zum Zeitpunkt der Massenausbreitung der Fichte (*Picea*) und der Einwanderung der Tanne (*Abies*) und Buche (*Fagus*) am Beginn des Atlantikums positiv veränderte hydrologische Bedingungen, die die Ausbreitung dieser Baumarten begünstigen. Bedauerlicherweise sind auch hydrologische Veränderungen verantwortlich für den Hiatus, der die Vegetations- und Siedlungsentwicklung in der Kupferzeit (Subboreal) verdeckt.

Die Vegetationsabfolge unterscheidet sich im Vergleich zu den angrenzenden Pollenprofilen in den Nördlichen Kalkalpen kaum. Die borealen Wälder werden durch die Kiefer (*Pinus*) dominiert, der schon die Fichte (*Picea*) beigemischt ist. Die Hasel (*Corylus avellana*) spielt im Unterwuchs eine geringfügige Rolle. Ebenso sind die Edellaubbäume wie Linde (*Tilia*) und Ulme (*Ulmus*) nur sporadisch vertreten. Schon im älteren Atlantikum breitet sich die Fichte (*Picea*) aus, und die Tanne (*Abies*) und Buche (*Fagus*) wandern ins Untersuchungsgebiet ein, bleiben aber immer subdominant. Ahorn (*Acer*) ist über das gesamte Holozän sporadisch vertreten, leicht erhöhte Werte im Promillebereich lassen sich ab dem mittleren Subboreal feststellen. Eine Dominanz dieser Art im Waldbild im Bereich des Bohrpunktes lässt sich daraus aber nicht ableiten. In der mittleren und späten Bronzezeit ist eine weidewirtschaftliche Nutzung des Hinteren Risstales palynologisch wahrscheinlich, die sich in der Eisenzeit verliert. Erst in der Römerzeit steigen die Siedlungs-, Weide- und Kulturzeiger wieder an. Aus der Völkerwanderungszeit und dem Frühmittelalter liegen keine palynologischen Hinweise auf eine Siedlungstätigkeit im Hinteren Risstal vor. Während des Hochmittelalters wird die Weidebetrieb wieder aufgenommen, aber erlischt am Beginn des Spätmittelalters. Mit der Neuzeit setzt erneut eine Weidenutzung dieses Tales ein, die bis heute andauert.

6. Literatur

Bechter, D., Tropper, P., Hauzenberger, C., Lutz, J., Leitner, W., & Nutz, B. (2009): Erste geochemische Untersuchungen ostalpiner und südalpiner Silexvorkommen: eine Pilotstudie im Zuge des SFB HiMAT. *Archaeologia Austriaca*, 7-21.

Bortenschlager S. 1992: Die Waldgrenze im Postglazial. In: Eder-Kovar J. (Hg): Palaeovegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. Proceedings of the Pan-european Palaeobotanical Conference Viena, 19 – 23 September 1991. Museum for Natural History Vienna, Styria, Graz: 9 – 13.

Brandner, R. (2014): Spuren von Stein und Eis. Die geologische Entstehung der Landschaft. In: Sonntag, H. & Straubinger F. (Hrsg.) (2014): Großer Ahornboden. Eine Landschaft erzählt ihre Geschichte. Berenkamp Verlag, 33 – 45.

Cushing E. J. (1967): Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota. In: Cushing E.J. & Wright H. E. (eds): Quaternary Paaleoecology. Yale University Press.

Czell, A., Schiechl, H.M., Stauder, S. und Stern, R. (1966). Erhaltung des Naturschutzgebietes „Großer Ahornboden“ durch technische und biologische Maßnahmen. Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und – Tiere. 31. Jahrgang, Selbstverlag des Vereins.

Eidenhammer S. (1999): Palynologische Untersuchungen zur holozänen Vegetationsentwicklung im Raum Fieberbrunn und Brandenberg unter besonderer Berücksichtigung des anthropogenen Einflusses. Diplomarbeit Universität Innsbruck. 83 + 6 Profile.

Geologische Großeinheiten ArcGis Map (2013): https://www.geologie.ac.at/produkte-shop/detail/?id=1605&seo=datensatz_km500_austria_-_geologie

„Großer Ahornboden “. Abschlussbericht zum 2. Teilprojekt (2007): [http://www.karwendel.org/wp-content/uploads/Tappeiner Stickstoffstudie.pdf](http://www.karwendel.org/wp-content/uploads/Tappeiner_Stickstoffstudie.pdf)

Heißel, G. (1978): Karwendel-geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung, S. 227-288, Band 8; Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck.

https://www.tirol.gv.at/fileadmin/themen/landesentwicklung/raumordnung/bilder/tiris/Natura2000_Karwendel.pdf (2016)

[https://www.tirol.gv.at/fileadmin/themen/landesentwicklung/raumordnung/bilder/tiris/Groesser Ahornboden LSG_basemap.jpg](https://www.tirol.gv.at/fileadmin/themen/landesentwicklung/raumordnung/bilder/tiris/Groesser_Ahornboden_LSG_basemap.jpg) (2015)

Kofler W., Krapf V., Oberhuber W., Bortenschlager S. (2005): Vegetation responses to the 8200 cal. BP cold event and to long-term climatic changes in the Eastern Alps: possible influence of solar activity and North Atlantic freshwater pulses. *The Holocene*, 15: 779 – 788.

Krismer, M., Töchterle, U., Goldenberg, G., Tropper, P., & Vavtar, F. (2013): Mineralogical and petrological investigations of early bronze age copper smelting remains from the Kiechelberg (Tyrol, Austria). *Archaeometry*, 55(5), 923-945.

Lang, G. (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York.

Mair D., Chwatal W., Reimer P.J., Spötl C. 2016: Quaternary evolution of the inner Riss Valley, Tyrol (Austria) – an integrated sedimentological and geophysical case study. *Austrian Journal of Earth Sciences* 109: 277 – 288.

Meisel K., Schiechl H.M. & Stern R. (1984): Karte der Aktuellen Vegetation von Tirol 1/100000, 10. Teil, Blatt 3, Karwendelgebirge-Unterinntal. *Documents de Cartographie Ecologique*, Vol. 27, 65-84, Grenoble.

Munk, K., Rubatscher, D., Tasser, E. & Tappeiner, U. (2007). Studie zu den potentiellen Auswirkungen der Bewirtschaftung auf den Ahornbestand im Landschaftsschutzgebiet

Nicolussi K. (2009): Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. In: Schmidt R., Matulla C., Psenner R. (Hsg): *Klimawandel in Österreich*. Innsbruck university press: 41 – 54.

Nutz, B. (2009): Silex in Transit. Transportwege der Steinzeit über die Alpen. In: Oegg, K. & Prast, M. (2009): *Die Geschichte des Bergbaus in Tirol und seinen angrenzenden Gebieten*. Proceedings zum 3. Milstone-Meeting des SFB HiMAT vom 23.-26.10.2008 in Silbertal. Innsbruck University Press.

Oegg, K. (1995): Palynologische Untersuchungen aus dem Bereich des römischen Bohlenweges bei Lermoos, Tirol. In: Walde, E. (Hrsg.): *Via Claudia*. Neue Forschungen. Institut für Klassische Archäologie der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck: 147 – 171.

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

Peters M. 2012: Von den Kelten zu den Römern – Eine vergleichende Landschaftsgeschichte zwischen Alpen und Donau. In: Bagley J.M., Egg, C., Neumann D., Schefzik M. (Hsg): *Alpen, Kult und Eisenzeit*: 539 – 562.

Ravazzi C. 2002: Late quaternary history of spruce in southern Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology* 120: 131 – 177.

Schäfer, D. - in Zusammenarbeit mit K. und N. Kompatscher (2007): Zur mesolithischen Rohmaterialversorgung in Tirol. In: F. Mandl (Hrsg.) *Alpen. Archäologie, Geschichte, Gletscherforschung*. Festschrift 25 Jahre ANISA, Verein für alpine Forschung. Mitteilungen der ANISA 25/26 (Haus i. Ennstal 2006) 293-303.

Sonntag, H. & Straubinger F. (2014): *Großer Ahornboden. Eine Landschaft erzählt ihre Geschichte*. Berenkamp Verlag.

Spötl, C. (2014): Von der Eiszeit zur heutigen Warmzeit. Das Werden der Landschaft am Großen Ahornboden. In: Sonntag, H. & Straubinger F. (Hrsg.): Großer Ahornboden. Eine Landschaft erzählt ihre Geschichte. Berenkamp Verlag, 47 – 53.

Stojakowits P. (2014): Pollenanalytische Untersuchungen zur Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte im südlichen Iller-Wertach-Jungmoränengebiet seit dem Spätglazial. Dissertation Universität Augsburg.

Straubinger, F. (2014): Landwirtschaft auf der Eng-Alm. Von der „Hungeralpe“ zur größten Almfläche des Karwendels. In: Sonntag, H. & Straubinger F. (Hrsg.): Großer Ahornboden. Eine Landschaft erzählt ihre Geschichte. Berenkamp Verlag, 71 – 99.

Tinner W., Hubschmid P., Wehrli M., Ammann B., Condera M. 1999: Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *Ecol.Stud.* 19: 473 – 491.

Tinner W. & Lotter A. (2001): Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2.ka. *Geology* 29: 551 – 554.

Tirol Atlas (2013): http://tirolatlas.uibk.ac.at/graphics/lieth/images/1390115_de.png

Töchterle, U., Bachnetzer, T., Brandl, M., Deschler-Erb, S., Goldenberg, G., Krismer, M., Lutz, J., Oegg, K., Pernicka, E., Scheiber, E., Schibler, J., Schwarz, A. S., Tomedi, g., Tropper, P. & Vavtar, T. (2011): Der Kiechlberg bei Thaur–eine neolithische bis frühbronzezeitliche Höhensiedlung. *Archäologie Österreichs Spezial* 4.

Troels-Smith, J. (1995): Characterization of Unconsolidated Sediments. *Danmarks Geol. Unders. IV* (3/10): 39 – 73.

Vektordaten - KM 1:500.000 Geologie wurden von der geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt. Datensatz KM500 Austria-Geologie, open data, open government Data 2013.

Walde C. (2010): Palynologische Untersuchungen zur Kulturlandschaftsgeschichte in Westtirol. Universität Innsbruck Dissertation.

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

Zanescio, A. (2015): Eisenzeitliche Solenutzung bei St. Magdalena im Halltal, Nordtirol. In: Stöllner, T. & Oegg, K. (Hrsg.): Bergauf Bergab. 10.000 Jahre Bergbau in den Ostalpen. VML Verlag Marie Leidorf, Bochum, 316 – 365.

