

## Das Mammutzahn-Bruchstück von Fritzens (Inntal, Tirol) und seine Stellung in der Chronologie des ostalpinen Spätpleistozäns

GERNOT PATZELT\*

8 Abbildungen, 2 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000  
Blatt 119 Schwaz

*Tiroler Gebirgsraum  
Inntal  
Tongrube Baumkirchen  
Mittelwürm bis Spätglazial*

### Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	71
Abstract . . . . .	71
Vorbemerkungen . . . . .	72
Der Mammutzahn von Fritzens . . . . .	73
Lage und Stratigrafie . . . . .	73
Datierung und Probenalter . . . . .	74
Die Bändertone von Baumkirchen . . . . .	75
Mammutfunde aus dem Ostalpenraum . . . . .	76
Die Klimaverhältnisse der Mammutzeit . . . . .	76
Der chronologische Ablauf des jüngeren Quartärs im ostalpinen Raum . . . . .	78
Dank . . . . .	80
Literatur . . . . .	80

### Zusammenfassung

Ein Mammutzahn-Bruchstück aus sekundärer Lagerstätte in der spätglazialen Vorterrasse des Inntales hat ein kalibriertes Radiokarbonalter zwischen 42.750 und 40.450 BP ergeben. Für diese Zeit ist im Lebensraum des Mammuts im Talbereich eine walddoffene Vegetation mit deutlich kühleren Klimaverhältnissen als heute gut begründet anzunehmen.

Die Zeit der Höhlenbären und Aurignacien-zeitlichen Geschoßspitzen der Tischofer Höhle fallen in die Zeit der Sedimentation der Bändertone von Baumkirchen, die zwischen 35.000 und 33.000 BP geendet hat. Eine Erosionsphase zwischen 33.000 und 32.000 BP unterbricht die Terrassensedimentation. Diese setzt sich danach mit zunehmend grobklastischen Ablagerungen fort. Um 28.000 BP war der zentralalpine Raum des Brixner Beckens noch eisfrei, kurz darauf setzt die hochwürmzeitliche Vergletscherung ein, die im Zeitraum zwischen 26.000 und 20.000 BP abgelaufen ist.

Der Eisrückgang von würmzeitlichen Endmoränen des Draugletschers hat ab ca. 20.000 BP begonnen. Zwischen 17.000 und 16.000 BP werden im Inntal mittlere Hanglagen und die Mittelgebirgsterrasse eisfrei. Unter starker Schuttbedeckung können in der Inntalfurche Toteisreste länger erhalten geblieben sein. Im Unterinntal waren diese vor über 15.000 Jahren jedoch abgeschmolzen. In der Nacheiszeit wurde die Inntalsole durch Sedimenteintrag nur mehr geringfügig erhöht.

### The mammoth tooth fragment of Fritzens (Inn Valley, Tyrol) and its place in the chronology of the late Pleistocene of the Eastern Alps

#### Abstract

A fragment of a mammoth tooth, re-deposited within the late-glacial terrace of the Inn valley, was determined by radio-carbon dating to have an age of 42,750–40,450 years BP. During this time, the climate in the Inn valley was distinctly cooler than today and the vegetation was free of forests.

The time of cave bears and arrow heads of the Aurignacien culture, found in the Tischofer cave, coincided with the sedimentation of laminated clay at Baumkirchen, which ended 35,000–33,000 years ago. An erosion phase interrupted the build-up of terraces between 33,000 and 32,000 years BP. Afterwards, deposition restarted

\* GERNOT PATZELT: Patscherstraße 20, 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at

with increasingly coarse-grained sediments. At 28,000 years BP, the Brixen basin in the central-alpine region was free of ice. However, Würm-glaciation followed shortly afterwards, lasting until 26,000–20,000 years BP.

Ice retreat of the Drau glacier, documented by terminal moraines of Würm age, started 20,000 years BP. From 17,000–16,000 years BP onwards, the medium-height flanks of the Inn valley and the terraces were ice-free. Dead ice possibly remained under a thick debris cover until 15,000 years BP in the central floor of the lower Inn valley. During the post-glacial period, the floor of the Inn valley was only slightly raised by sedimentation.

## Vorbemerkungen

Der Fund des Mammutzahn-Bruchstückes in der Schottergrube der ehemaligen Fa. Hochenburger erfolgte im Mai 1985 (Abb. 1). Er ist der Aufmerksamkeit des Schubraupenfahrers Eduard Höllrigl zu verdanken, der bei Schotterabbauarbeiten das Fundstück freilegte. Vom Firmenleiter Herrn Harald Hochenburger verständigt, hat Univ. Prof. Dr. Franz Fliiri, Baumkirchen, den Zahn am Fundort fotografiert. Er hat im darauf folgenden Jahr den Verfasser, der damals Assistent bei ihm war, gebeten, Profilaufnahme und weiterführende Untersuchungen zu übernehmen. Eine entsprechende Aufschlusskartierung erfolgte im August 1986, wobei der Fundort wegen des laufenden Schotterabbaues nicht mehr exakt lokalisierbar war. Im November 1986 wurde eine Probe des Zahnmaterials am Radiokarbonlabor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung

in Hannover zur Altersbestimmung dem Laborleiter Herrn Prof. M.A. Geyh, der Bedeutung des Fundes entsprechend persönlich abgegeben. Im Juli 1987 lag das Datierungsergebnis vor. Prof. Franz Fliiri wurde von Vorgangsweise und Ergebnissen laufend in Kenntnis gesetzt. Eine Publikation derselben ist jedoch aus nicht mehr erheblichen Gründen unterblieben.

In der Ablage des Verfassers sind Kopien des damals zusammengestellten Materials erhalten. Daraus konnte der oben dargestellte Sachverhalt rekonstruiert werden. Obwohl in dem inzwischen vergangenen Zeitraum von 30 Jahren die Kenntnisse von den vor- bis neheiszeitlichen Vorgängen im Inntal in großem Umfang zugenommen haben, erscheinen die wesentlichen Beobachtungen und Ergebnisse des Zahnfundes und des Fundzusammenhanges immer noch mitteilenswert. Sie werden nach gründli-

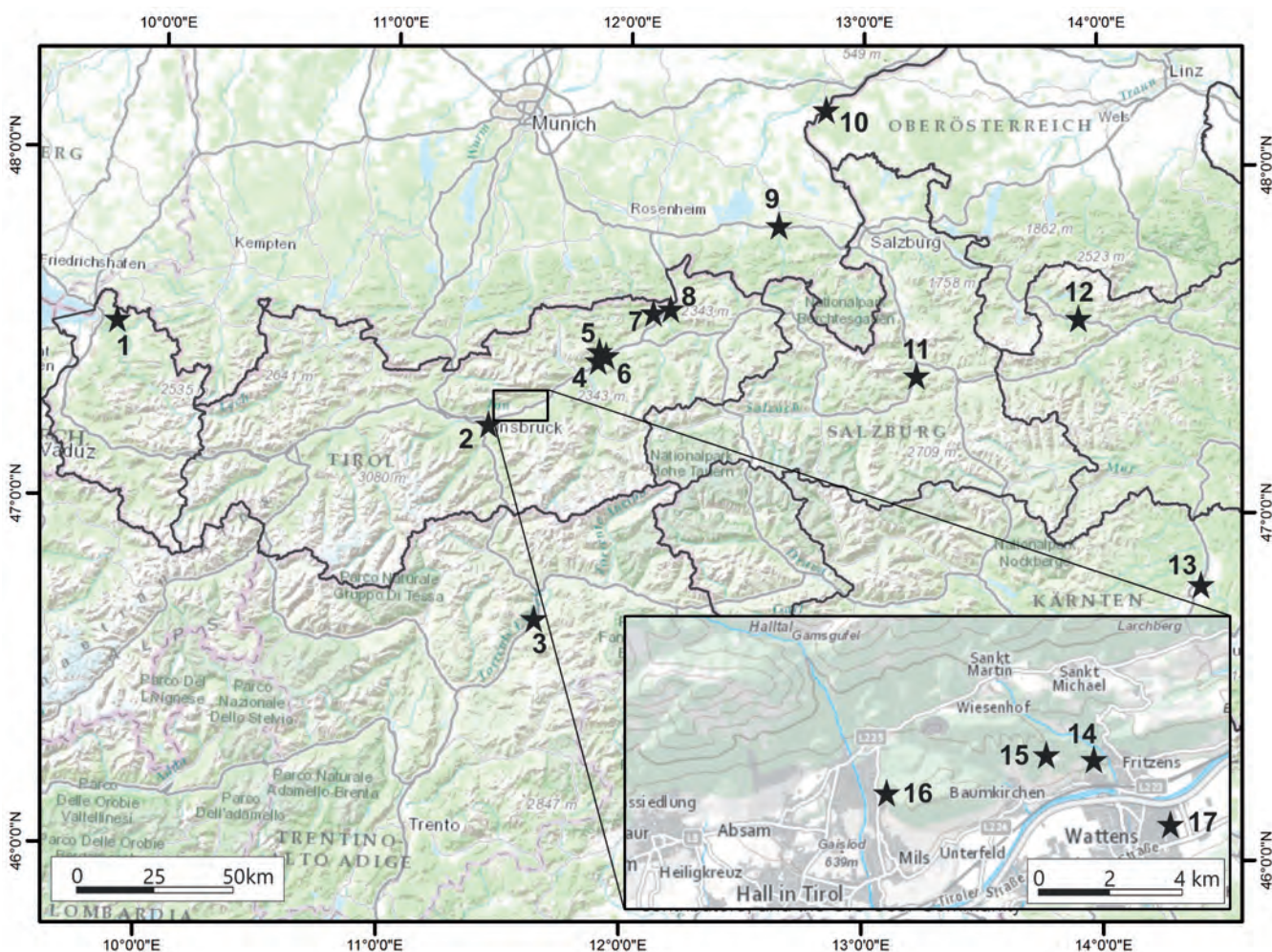


Abb. 1.

Geografischer Überblick.

1: Langen, 2: Lanser See, 3: Albeins (S von Brixen), 4: Brixlegg, 5: Frauen- und Krummsee, 6: Radfeld, 7: Pendling, 8: Tischoferhöhle, 9: Siegsdorf, 10: Duttendorf, 11: Bischofshofen, 12: Rödschitz, 13: Längsee, 14: Schottergrube der Fa. Würth-Hochenburger GmbH bei Fritzens (Fundort des Mammutzahn-Bruckstückes), 15: Tongrube Baumkirchen, 16: Mils, 17: Wattens.

Datenquelle: ESRI World Topographic Map, Detailkarte: basemap.at

cher Überarbeitung hier vorgelegt und in einen erweiterten räumlichen und zeitlichen Zusammenhang gestellt. Vor allem werden die Radiokarbondaten einheitlich nach dem neuen Kalibrierungsprogramm IntCal 13/OxCal v3.10 umgerechnet (Tab. 2) und der neu erstellten Chronologie zugrunde gelegt (Abb. 8).

## Der Mammutzahn von Fritzens

Der Fundgegenstand ist ein ca. 40 cm langes, leicht gekrümmtes Bruchstück eines Mammut-Stoßzahnes (Abb. 2a, b). An seinem dickeren Ende hat es einen Durchmesser von 10 cm. Der frische Anbruch an beiden Enden lässt die Annahme zu, dass von dem Zahn ein längeres Stück im Schotter eingelagert war. Davon war im Abbau jedoch keine weitere Spur erhalten geblieben.

### Lage und Stratigrafie

Der Fundort des Mammutzahnes ist zum Auffindungszeitpunkt geodätisch nicht eingemessen worden. Der Schotterabbau wurde unmittelbar nach der Auffindung fortgesetzt, sodass bei den Erhebungen im Jahr 1986 dessen Lage nicht mehr koordinatenmäßig erfasst werden konnte. Die Höhenlage wurde auf 570 m mit einer Unschärfe von 5 m festgelegt. Das Aufschlussfoto vom 21. August 1986 (Abb. 3) und die Profilskizze (Abb. 4) zeigen die ungefähre Lage des Fundortes, die sich am Haus Unterdorf Nr. 20 orientiert.

Der Zahn war, von rund 18 m Schotter überdeckt, in den Sedimenten eines Schwemmfächers eingelagert, der aus der Talung des heutigen Bärenbaches heraus geschüttet worden ist und mit steiler, 30 m hoher Böschung zur gegenwärtigen Inntalsole abfällt. Die Schotter weisen eine deutliche Schichtung auf, die inntalwärts flacher werdend

ausstreicht und in den tiefer liegenden Teilen abgesehene und verkippte Schollen aufweist (Abb. 4). Die Schotter haben das bunte Gesteinsspektrum der Inntal-Terrassensedimente mit hohem Anteil gut gerundeter, kristalliner Komponenten. Für umgelagertes Material aus den Bändertonen ergab sich kein Hinweis. Die Schotter sind damit als Auswaschungs- und Umlagerungssediment aus den Terrassenschottern zu sehen, deren ursprüngliche Lage im Liegenden der Bändertone anzunehmen ist. Die Datierung des Zahnes unterstützt diese Annahme.

Der Schwemmfächer von Fritzens liegt standfester Grundmoräne auf, mit einem Quellhorizont am Schichtkontakt (Abb. 4). Er ist ein Teil der Vorterrasse, der zwischen den Schwemmkegeln des Weißenbaches im Westen und jenen des Vomperbaches im Osten dem steilen Abhang der Inntal-Terrasse als selbständiger Sedimentationskörper eingelagert ist.

Diese Situation hat schon FLIRI (1964) nach einer Profilaufnahme von 1952 für eine spätglaziale Eisrandbildung gehalten und dies später nochmals ausdrücklich betont (FLIRI, 1971: 9, Abb. 2). Das konnte 1996 im Aufschluss einer Grabung in der Bändertongrube bestätigt werden. In steiler, z.T. senkrechter Diskordanz war hier der leicht verfestigte, standfeste Schotter der Vorterrasse an die Bändertone angelagert (Abb. 5, 6). Die dadurch erfolgte Versiegelung der Bändertone muss unmittelbar im Zuge des Eisfreiwerdens geschehen sein. FLIRI (1964: 239) nimmt an, dass die Tone in dieser Zeit gefroren waren. Aber auch ohne Gefronnis dürften die gut konsolidierten Bändertone standfest gewesen sein. Sie wurden während oder kurz nach dem Eisfreiwerden von den spätglazialen Sedimenten plombiert.

Somit ist sowohl an der talseitigen Erosionsfläche der Bändertone als auch mit den Absitzungen und Verkippungen der Sedimente bei Fritzens der Nachweis erbracht, dass die Vorterrasse im Kontakt mit dem abschmelzenden Inntaleis entstand und damit als spätglaziale Eisrandbildung zu sehen ist.



Abb. 2a, b.  
Das Mammutzahn-Bruchstück am Auffindungsort. Foto: F. FLIRI, 05.1985.



Abb. 3. Schottergrube des Kieswerkes Fritzens mit der Aufschlusswand des spätglazialen Schwemmkegels. Fundort des Mammutzahns markiert. Foto: G. PATZELT, 21.08.1986.

### Datierung und Probenalter

Eine erste Altersbestimmung des Zahnes von Fritzens wurde im Jahr 1987 (siehe oben) am  $^{14}\text{C}$ -Labor in Hannover durchgeführt. Die Kollagen-Fraktion der Probe ergab unter der Labornummer Hv-14627 ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $29.600 \pm 335$  BP, das nach der neuen Kalibration (REIMER et al., 2013) einem Alter von 34.390 bis 33.050 BP ( $2\sigma$ ) entspricht. Nach der jetzt vorgenommenen AMS-Datierung ist diese Altersbestimmung jedoch zu korrigieren und kann nicht weiter in Betracht gezogen werden.

Für die neue Datierung wurde vom selben Zahnbruchstück aus dem innersten Kernbereich des Zahnes eine Probe entnommen und einer AMS-Datierung zugeführt. Sie ergab unter der Probennummer VERA-5940 ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $37.350 + 690/-630$  BP, wofür nach neuer Kalibration ein Alter von 42.750 bis 40.550 BP ( $2\sigma$ ) bestimmt wurde. Eine Kontrollmessung an Probenmaterial nach der

Ultrafiltration ergab unter VERA-5940 UF1 ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $37.175 + 650/-600$ , kalibriert 42.550 bis 40.450 BP ( $2\sigma$ ) (Tab. 1). Die Probenalter stimmen überein und werden als verlässlich angesehen. Das Alter des Probenrückstandes von VERA-5940 R wird auf das Präparationsmittel der Probenvorbereitungsmethode zurückgeführt und beeinflusst das Ergebnis nicht signifikant.

Probe	Labor Nr.	$^{14}\text{C}$ -Alter BP	kalibriertes Alter ( $2\sigma$ )
Fritzens 2	VERA-5940	$37.350 + 690/-630$	42.750–40.550
Fritzens 2, Rückstand	VERA-5940 R	$32.250 + 430/-410$	37.450–35.150
Fritzens 2	VERA-5940 UF1	$37.175 + 650/-600$	42.550–40.450
Fritzens 2, < 30 kDa	VERA-5940 UF2	$34.990 + 530/-500$	40.750–38.450

Tab. 1. Ergebnisse der AMS-Datierung der Probe Fritzens 2.

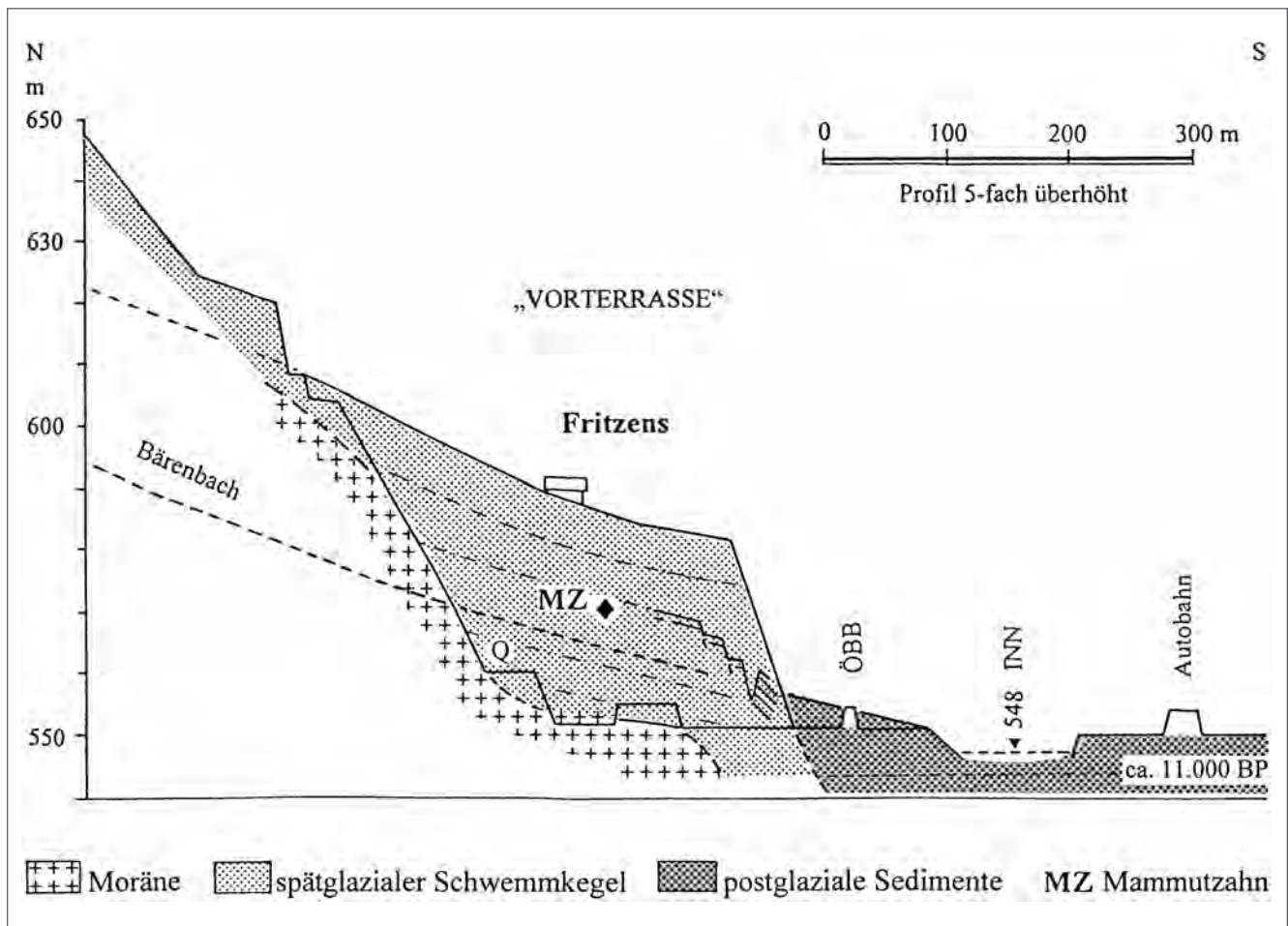


Abb. 4. Aufschlussprofil der Abbauwand in der Schottergrube von Fritzens. Fundort des Mammutzahnes markiert.

## Die Bändertone von Baumkirchen

Mit der Radiokarbondatierung eines Abschnittes der Bändertone von Baumkirchen ist diese Lokalität zu einer Schlüsselstelle für die Chronologie des jüngeren alpinen Quartärs geworden (Abb. 1). Die feingeschichteten Schluff- und Tonsedimente der Tongrube wurden in den Jahren 1969 bis 1971 im Abschnitt zwischen 653 und 681 m Höhe mit 13 Proben auf eine Zeit zwischen 27.000 und 31.000 Radiokarbonjahre datiert (FLIRI et al., 1971, 1972: 206, 1975: 86). Die Datierungen sind nach damaligem Standard sowie nach mehrfacher Wiederholung und methodischer Überprüfung die bestmöglichen Ergebnisse, die in der Zeit um 1970 zu ermitteln waren (FELBER, 1971a, b). Sie ermöglichten erstmals in guter zeitlicher Auflösung eine Vorstellung von der Entwicklung des Talraumes und des Klimas unmittelbar vor der letzten wärmzeitlichen Vergletscherung.

Die internationale Bedeutung dieser Datenserie ist durch die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie mit der Festlegung zum Typusprofil für das „Obere Würm“ anerkannt worden (CHALINE & JERZ, 1984: 186, 189).

Die vor 40 Jahren durchgeführten Datierungen wurden durch SPÖTL et al. (2013) an dem damals geborgenen und archivierten Probenmaterial mit der inzwischen entwickelten AMS-Methode wiederholt. Dabei wurden auch die Da-

ten der von F. Fliri erstellten Chronologie kalibriert, was zur Zeit seiner Arbeiten noch nicht möglich war. Die neue Chronologie der Datenserie ergab insgesamt ein signifikant höheres Alter von ca. 36.000 bis 34.000 cal. BP, wengleich vier Proben der alten Chronologie schon im  $1\sigma$ -Bereich auch in diesen Zeitraum fallen. Bemerkenswert ist, dass mit den neuen Daten für die Bändertone im datierten Abschnitt eine Sedimentationsrate von ca. 6 cm/Jahr ermittelt wurde und damit das Ergebnis von BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER (1978) bestätigt wird, die für einen 86 cm langen Profilabschnitt in ca. 655 m Höhe pollenanalytisch in der Feinstratigraphie der Bändertone eine Jahressedimentation von 3 bis 8 cm mit einem Mittelwert von 5 cm/Jahr feststellten. Dieses Ergebnis war mit der alten Chronologie nicht vereinbar, ist jedoch für die neue Chronologie eine wichtige Stütze auf stratigraphischer Basis.

Der Beginn der Bändertonsedimentation ist nicht bekannt. Eine von der Abbausohle der Tongrube aus, ca. 70 m abgeteufte Werksbohrung hat in ca. 590 m Höhe die Basis der Tone nicht erreicht. Für das Ende der Stillwasserablagerungen haben SPÖTL et al. (2013) mit einer Sedimentationsrate von 5 bis 6 cm/a einen Zeitraum von 35.000 bis 33.000 cal. BP ermittelt. Von den Bändertonen ist weder stratigraphisch noch chronologisch eine Verbindung zum Mammut von Fritzens herzustellen.



Abb. 5.  
An die Bändertone angelagerte Sedimente der Vorterrasse (im Bild rechts). Erosionsdiskordanz deutlich sichtbar.  
Foto: G. PATZELT, 20.09.1996.



Abb. 6.  
Struktur der Bändertone am Kontakt zu den angelagerten Sedimenten der Vorterrasse (im Bild links), ohne Schichtverstellung im Kontaktbereich.  
Foto: G. PATZELT, 20.09.1996.

## Mammutfunde aus dem Ostalpenraum

Das Mammut (*mammuthus primigenius*) ist der namensgebende Großsäuger für die „Mammutsteppenzeit“, die als Phase kühlen bis kalten, überwiegend mittelfeuchten Klimas gekennzeichnet ist. Sie wird nach DÖPPES & RABEDER (1997: 379, Tab. 3: 367) mit 34.000 bis 13.000 BP abgegrenzt. In Abbildung 3 dieser zitierten Arbeit ist die Verbreitung der Mammutfundstellen in Ostösterreich dargestellt. Für Oberösterreich erwähnt KOHL (2000: 399) 42 Fundstellen mit Mammutüberresten. Die zahlreichen Funde von Mammutrelikten aus Oberbayern sind bei DARGA (2009: 92–96) angeführt.

Diese Zusammenstellungen können ergänzt werden durch die Mammutfunde in Tirol und Vorarlberg, die durchwegs innerhalb der Ausdehnung der würmzeitlichen Maximalvergletscherung liegen. Von einem Stoßzahnfund in der Höttinger Au bei Innsbruck im Jahr 1926 berichtet KLEBELSBERG (1928). An diesem Fund ist bemerkenswert, dass seine stratigraphische Lage in der Vorterrasse der des Mammutzahns von Fritzens sehr ähnlich ist. Einen weiteren Fund erwähnt HEISSEL (1933), der beim Bau der Hechtseestraße bei Kufstein im Jahr 1932 gemacht wurde. Und schließlich weist KLEBELSBERG (1940/1941) noch auf einen Lesefund im Bachbett der Brandenberger Ache bei Kramsach-Mariatal hin.

In Vorarlberg wurde im Schesatobel bei Bürserberg im Jahr 1859 ein Mammutzahn gefunden, der zusammen mit weiteren Mammutbelegen aus dem Bregenzer Wald in der Sammlung INATURA in Dornbirn aufbewahrt wird. Keiner dieser genannten Mammutbelege ist datiert, sie werden nur allgemein der würmglazialen „Mammutzeit“ zugeordnet.

Radiokarbondatierte Mammutproben sind neben der von Fritzens aus dem ostalpinen Raum bisher nur drei weitere bekannt (Tab. 1). Ein Stoßzahnfragment aus einer Kiesgrube bei Langen im Bregenzerwald (Abb. 1) ergab ein kon-

ventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $23.900 \pm 400$  BP (DE GRAAFF, 1992), das neu kalibriert einer Zeit von 28.750 bis 27.350 BP ( $2\sigma$ ) entspricht. Damit wäre ein übereinstimmendes Alter mit den beiden Datierungen von Albeins bei Brixen gegeben (Abb. 1). Auch die ähnliche stratigraphische Lage der Probe von Langen im Sediment entspricht denen von Albeins. Allerdings war eine Überprüfung dieser Altersbestimmung durch eine AMS-Datierung nicht möglich bzw. sinnvoll, weil der Zahn inzwischen aus Erhaltungsgründen präpariert wurde (Auskunft Dr. G. FRIEBE, INATURA Dornbirn). Einen unbehandelten Probenrest bewahrt L.W.S. DE GRAAFF (schriftl. Mitteilung) auf. Eine Wiederholung der Datierung wäre sinnvoll.

Im Jahr 1986 wurde beim Autobahnbau bei Bischofshofen (Land Salzburg) am Abhang des Buchbergplateaus das Bruchstück eines Mammutzahnes freigelegt und davon unter GrN-15578 ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $32.400 \pm 1100$  BP bestimmt (TICHY, 1989), das neu kalibriert 39.050 bis 36.150 BP ( $2\sigma$ ) ergibt.

Die dritte Mammutdatierung stammt von dem nahezu vollständig erhaltenen Mammutskelett, das bei Siegsdorf in Bayern 1975 gefunden und 1985/1986 ausgegraben wurde (ZIEGLER, 1994). Eine Neubearbeitung der Fundstelle ergab für das Mammut ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $45.180 \pm 1130/990$  BP, das nach der Kalibration mittels calPal2004 einer Lebenszeit zwischen 47.900 und 44.700 BP entspricht (ROSENDAHL et al., 2005; DARGA, 2009: 118).

## Die Klimaverhältnisse der Mammutzeit

Das Mammut wird als kennzeichnende Tierart der letzten Kaltzeit gesehen, die von DÖPPES & RABEDER (1997) als „Mammut Steppenzeit“ bezeichnet wird und mit einer Klimaverschlechterung um 34.000 BP beginnt. Davon sei die „Mittelwürm Warmzeit“ mit dem Nachweis hochgelegener,

von Bären genutzter Höhlen und „interglazialen“ Klimaverhältnissen in der Wachau deutlich abgesetzt (DÖPPES & RABEDER, 1997: 378). In einer neuen Zusammenfassung (DÖPPES et al., 2011) werden mit weiteren Befunden aus hochgelegenen Bärenhöhlen für die Zeit von 65.000 bis 30.000 BP so warme und wärmere Klimaverhältnisse als heute angenommen.

Diese Festlegung ist mit den Mammutbelegen und weiteren paläoklimatologischen Befunden schwer in Einklang zu bringen. Der Lebensbereich des Mammuts von Siegsdorf, das zwischen 47.900 und 44.700 cal. BP gelebt hat (dieser Zeitraum entspricht dem 1 $\sigma$ - Vertrauensbereich, für den 2 $\sigma$ - Bereich ist der ältere Abschnitt nicht mehr kalibrierbar), ist in ca. 660 m Meereshöhe durch eine offene Waldlandschaft gekennzeichnet. Dafür wurde eine Jahresmitteltemperatur abgeleitet, die um 4° C unter der heutigen lag (ROSENDAHL et al., 2005: 155).

Am bedeutendsten Mammutfundplatz der Schweiz wurde in einem Moor bei Niederweningen, knapp außerhalb der würmzeitlichen Endmoränen, ein Mammut ebenfalls für die Zeit zwischen 50.000 und 45.000 cal. BP datiert (TÜTKEN et al., 2007: 141). Die umfassenden Untersuchungen an dieser Lokalität ergaben ein Mittelwürm-Interstadial mit offener, Tundra-ähnlicher Vegetation, um ca. 4° C kühleren Temperaturverhältnissen gegenüber heute und eine weitere Abkühlung nach ca. 40.000 BP. In diesem Zeitraum hat nach entsprechenden Datierungen der Höhlenbär in der Rameschhöhle auf 1.960 m Höhe und in der Conturineshöhle auf 2.800 m Höhe gelebt (DÖPPES et al., 2011: 197).

Für das Mammut von Fritzens, mit der Lebenszeit zwischen 42.750 und 40.550 cal. BP, fehlen ergänzende paläontologische Belege aus dem Inntalraum. Es hat nach diesen Daten gegen Ende des Willendorf-Interstadials gelebt (NIGST, 2013: 61), für das ein mildes, boreales klimatisches Umfeld mit offener Vegetation und randlichen Waldflächen ermittelt wurde (FRANK & RABEDER, 1994). Bemerkenswert ist, dass das Profil von Willendorf II im Abschnitt C unmittelbar über dem interstadialen Horizont von Lößlagen abgedeckt ist, die kalte, z.T. sehr kalte, tundrenartige Verhältnisse anzeigen, in welche die drei Kulturhorizonte als interstadiale Episoden eingelagert sind (NIGST, 2013: 61). Diese Kaltzeitbedingungen sind mit einer „Mittelwürm-Warmzeit“ nicht vereinbar.

In der Zeit des Bändertonsees im Inntal vor rund 35.000 Jahren sind mit Hilfe der Pollenanalyse (BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER, 1978) waldfreie, kühle Klimaverhältnisse nachgewiesen. In diesen Zeitraum fällt auch die Datierung des jüngsten Höhlenbären der Rameschhöhle, die vermutlich klimabedingt nicht mehr länger genutzt werden konnte.

Die aufgezeigten Befunde weisen für die Mittelwürmzeit auf wechselvolle und insgesamt deutlich kühlere Verhältnisse gegenüber heute hin. Auch die neue Datierung der Bändertonsedimentation um 35.000 cal. BP widerspricht der Annahme, nach der die warmzeitlichen Bedingungen bis 30.000 BP angedauert hätten. Zu diesen aufgezeigten Fakten stehen die Feststellungen von DÖPPES & RABEDER (1997) in Widerspruch, der noch zu klären ist.

Lokalität	Labor Nr.	conv. <sup>14</sup> C BP	calib. <sup>14</sup> C BP	Zitat
MZ Siegsdorf	-	45.180 + 1130/-990	47.900–44.700	ROSENDAHL et al. (2005)
MZ Fritzens 1	Hv-14627	(29.600 ± 335)	(34.450–32.950)	diese Arbeit
MZ Fritzens 2	VERA-5940	37.350 + 690/-630	42.750–40.550	diese Arbeit
MZ Fritzens 2	VERA-5940 UF1	37.175 + 650/-600	42.550–40.450	diese Arbeit
MZ Bischofshofen	GrN-15578	32.400 ± 1100	39.050–36.150	TICHY (1989)
HB Tischoferhöhle	Hv-5441	27.875 ± 485	33.050–30.950	KNEUSSL (1973)
HB Tischoferhöhle	KIA-19543	32.010 + 510/-480	37.250–34.750	BOLUS & CONRAD (2006)
HB Tischoferhöhle	KIA-19544	31.530 + 210/-200	35.950–34.850	BOLUS & CONRAD (2006)
HB Tischoferhöhle	KIA-19545	29.500 ± 200	34.100–33.250	BOLUS & CONRAD (2006)
HB Pendling	Hv-4850	28.370 ± 905	34.150–30.850	KNEUSSL (1973)
Mils 1	UBA-11679	27.805 ± 155	31.950–31.200	SPÖTL et al. (2013)
Mils 2	UBA-11680	27.538 ± 158	31.590–31.080	SPÖTL et al. (2013)
Albeins 1	Hv-15443	24.000 ± 210	28.550–27.650	FLIRI (1988)
Albeins 2	Grn-26944	23.760 ± 140	28.150–27.550	NICOLUSSI (pers. Mitt.)
MZ Langen	UtC-1292	23.900 ± 400	28.750–27.350	DE GRAAFF (1992)
Duttendorf	HV-xx	21.650 ± 250	26.550–25.350	TRAUB & JERZ (1975)
Längsee	Uppsala xx	15.585 ± 160	19.250–18.500	LÖFFLER (1997)
Rödschitz	VRI-484	15.400 ± 470	19.850–17.550	DRAXLER (1977)
Lanser See 4	GrN-7920	13.980 ± 240	17.650–16.250	BORTENSCHLAGER (1984b)
Lanser See 3	GrN-7919	13.250 ± 210	16.550–15.250	BORTENSCHLAGER (1984b)
Radfeld	VRI-2014	13.400 ± 600	17.750–14.050	POSCHER (2000)
Brixlegg	VERA-2224	12.435 ± 35	14.900–14.200	PATZELT (2012)
Frauensee	UtC-7145	12.380 ± 70	14.900–14.100	WALDE (1999)
Krummsee	Hv-5279	12.480 ± 90	15.100–14.200	BORTENSCHLAGER (1984a)
Wattens	VRI-882	9.730 ± 120	11.450–10.650	PATZELT (1987)

Tab. 2. Verwendete Radiokarbonaten, kalibriert nach IntCal 13 (REIMER et al., 2013) und OxCal v3.10 (BRONK RAMSEY, 2005). Lage der Fundorte in Abbildung 1.

## Der chronologische Ablauf des jüngeren Quartärs im ostalpinen Raum

Die im Folgenden zusammengestellte Chronologie des Ablaufes der quartären Entwicklung des ostalpinen Raumes liegen die neuen AMS-Daten und die einheitliche Kalibration aller Daten nach IntCal 13 (REIMER et al., 2013) und OxCal v3.10 (BRONK RAMSEY, 2005) zugrunde (Tab. 2, Abb. 8). Mitverwendet wurden nach entsprechender kritischer Sicht und Kalibration auch frühere konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Daten, um das Ablaufbild zu vervollständigen. Diesbezüglich sind allerdings bei zukünftigen Untersuchungen Ergänzungen und Korrekturen zu erwarten.

Die sekundäre Einlagerung des Mammutzahnfragmentes von Fritzens in die spätglaziale Eisrandterrasse erscheint petrografisch, sedimentologisch und durch das Radiokarbonalter hinreichend belegt. Für die primäre Lage des Zahnes ist aufgrund des Alters eine Einlagerung in Terrassensedimente vor der Sedimentation der Bändertone wahrscheinlich. Allerdings gibt es dafür aus dem Talraum des Inntales keine weiterführenden Befunde.

Die Bändertone geben mit den aufgezeigten Datierungen eine wichtige Zeitmarke für den Aufbau der Inntalterrasse. Durch Interpolation wurde das Ende der Tonsedimentation in 740/750 m Höhe für einen Zeitraum zwischen 35.000 und 33.000 BP (SPÖTL et al., 2013) festgelegt.

Eine spätere Phase der Terrassensedimentation im Inntal, stratigrafisch und zeitlich von den Bändertonen deutlich abgesetzt, ergaben zwei neue Datierungen eines Altfundes von Knochen eines Elches (*Alces cf. alces*) aus der inzwischen aufgelassenen Schottergrube von Mils (Abb. 1), für die HEISSEL (1954: 306) noch Riß/Würm-interglaziales Alter annahm. SPÖTL et al. (2013) erhalten dafür ein kalibriertes Alter zwischen 32.000 und 31.000 BP und bestätigen damit die Auffassung von FLIRI (1971: 14–15), der aufgrund stratigrafischer Befunde die Milser Sedimente für jünger als die Bändertone hielt.

Zwischen dem Ende der Bändertonsedimentation und der Ablagerung der Milser Sedimente liegt ein Zeitraum von 1.000 bis 2.000 Jahren. Aus der Höhenlage der Knochenfundstelle, die nicht überliefert, aber nach den Angaben von HEISSEL (1954: 292, Abb. 14) auf  $732 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$  rekonstruierbar ist und damit deutlich tiefer als die Oberkante der Bändertone liegt, lässt sich eine Erosionsdiskordanz zwischen den beiden Sedimentkörpern ableiten. Die Milser Sedimente sind den zuvor erodierten Bändertonen auf-, bzw. in diese eingelagert. FLIRI (1971: 14) führt die Befunde an, nach denen im stratigrafisch Liegenden der Milser Sedimentabfolge Wasser stauende Tone verbreitet sind. Erschlossen wurden diese mit einer Schlagbohrung in der Milser Schottergrube, die bis 706 m Meereshöhe abgeteuft wurde und schluffiges Sediment erreichte. Die vorgesehene Fortsetzung dieser Untersuchung kam jedoch nicht zustande.

Östlich der Bändertone von Baumkirchen sind in einer großen Schottergrube oberhalb von Fritzens von ca. 690 bis 730 m Höhe, in der gleichen Höhenlage, in der unmittelbar westlich davon die Bändertone anstehen, Schotter aufgeschlossen. Sie zeigen Schichtstrukturen einer unruhigen Sedimentation, sind in tieferen Lagen reich an Innsbrucker Quarzphyllit aus den Tuxer Alpen mit vereinzelt größeren Blöcken und führen Leitgeschiebe der Tarntaler

Serie. In den höheren Lagen dominieren schlecht sortierte Innschotter, die mehrfach Gerölle aus schluffig-tonigem Sediment mit Durchmessern von 30 bis 60 cm enthalten (Abb. 7), die zur Zeit ihrer Entstehung und Ablagerung gefroren gewesen sein mussten. Diese Tongerölle sind ein Beleg dafür, dass Stillwassersedimente erodiert wurden und weisen, wie in Mils, auf eine Erosionsphase nach dem Ende der Sedimentation der Bändertone hin. Die Erosionsphase kann nach den vorliegenden Datierungen und Abschätzungen zwischen 33.000 und 32.000 cal. BP stattgefunden haben. Unmittelbar danach ist der letzte Abschnitt der Terrassensedimentation erfolgt, für welche die Datierungen von Mils (32.000–31.000 cal. BP) einen zeitlichen Anhaltspunkt geben.

Aus dem Inntal gibt es keine zeitliche Marke für die weitere sedimentäre Entwicklung. Doch das Radiokarbonalter eines Baumstammes aus einer Schottergrube bei Albeins (nahe Brixen, Südtirol) zeigt, dass dieser inneralpine Talraum 3.300 bis 3.500 Jahre nach dem Zeitraum, den die Daten von Mils anzeigen, noch eisfrei war. Das in 800 m Höhe, ca. 250 m über der heutigen Talsohle, in feinklastischem Sediment der ehemaligen Talverschüttung gefundene, eingeschwemmte Stammstück einer Zirbe (*Pinus cembra*) ergab ein konventionelles conv.  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $24.000 \pm 210 \text{ BP}$  (Hv-15443; FLIRI, 1988). Vom gleichen Holzstück hat Kurt Nicolussi (Univ. Innsbruck, pers. Mitteilung) eine zweite Datierung veranlasst und mit Grn-26944 ein gut übereinstimmendes konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $23.760 \pm 140 \text{ BP}$  erhalten, das neu kalibriert einer Zeit von 28.150 bis 27.550 cal. BP entspricht. Damit ist nach derzeitigem Kenntnisstand gut belegt, dass das Brixner Talbecken vor rund 28.000 Jahren noch nicht vergletschert war. Entsprechendes kann für den mittleren Inntalraum angenommen werden. Wenn die Datierung des Mammutzahnes aus Langen (DE GRAAFF, 1992) zutreffend ist (siehe Seite 76 und Tab. 2), wäre damit für die gleiche Zeit auch Eisfreiheit im Tal der Bregenzer Ache festgelegt.

Für die Tal- und Klimageschichte in der Zeit vor der würmzeitlichen Hauptvergletscherung ist die Datierung von Höhlenbären aus den Bärenhöhlen am Pendling (1.485 m) und der Tischoferhöhle (594 m), beide im Gebirgsbereich der Umgebung von Kufstein gelegen, von Bedeutung (Abb. 1). Aus der Pendlinghöhle, aus der bei einer Nachgrabung nach FRISCHAUF et al. (2012) Knochenreste von Braun- und Höhlenbären gefunden wurden, die nicht datierbar waren, ist im Jahr 1972 ein Bärenknochen unter Lab. Nr. Hv-4850 auf  $28.370 \pm 905 \text{ BP}$  datiert worden (KNEUSSL, 1972; KNEUSSL & MANGELSDORF, 1979), der neu kalibriert ein Alter von 34.300 bis 30.960 BP ergibt. Aus der Tischoferhöhle wurde von einem Bärenknochen unter Hv-5441 ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $27.875 \pm 485 \text{ BP}$  bestimmt (KNEUSSL, 1973), das einem kalibrierten Alter von 33.100 bis 31.020 BP entspricht. Eine eventuelle Verfälschung dieser Probenalter durch Verunreinigung mit jüngerem organischem Material wurde erwogen, aber nach den erheblichen Fundumständen für wenig wahrscheinlich gehalten. Dagegen ist eine Alterskorrektur nach einer AMS-Datierung nicht auszuschließen. Eine solche ist jedoch nicht möglich, weil kein Restmaterial dieser Proben erhalten ist.

In der Tischoferhöhle wurden im Bärenknochen führenden Höhlenlehm acht bearbeitete Knochen- und Geweihspitzen gefunden, die der Aurignacien-Kulturstufe zugeordnet werden und menschliche Anwesenheit in der Bärenzeit be-



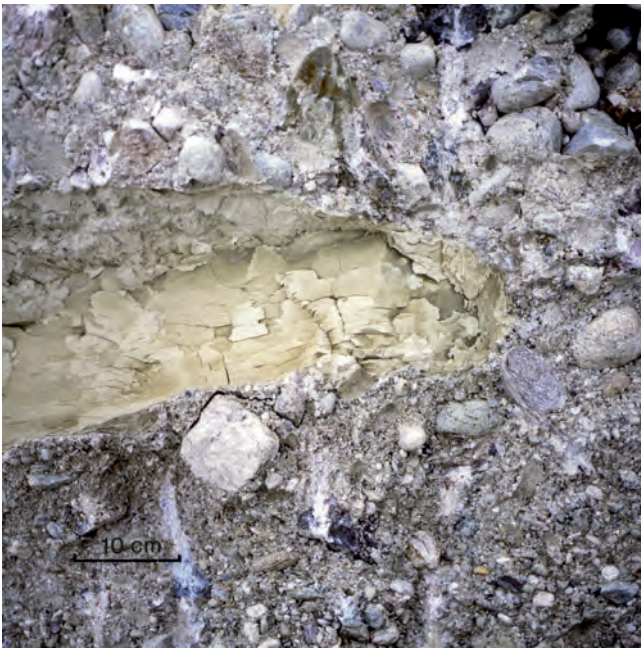


Abb. 7.  
Geröll aus tonig-schluffigem Sediment im Innschotter der Schottergrube oberhalb Fritzens. Foto: G. PATZELT, 20.01.2014.

legen (MENGHIN, 1969; HARB, 2002). Drei dieser Geschoßspitzen wurden  $^{14}\text{C}$ -datiert (BOLUS & CONRAD, 2006) und ergaben nach neuer Kalibration Probenalter zwischen 37.300 und 33.300 BP (Tab. 1, Abb. 8). Der Bärenknochen aus der Tischoferhöhle ist geringfügig, der aus der Pendlinghöhle nicht signifikant älter als die jüngste der Geschoßspitzen. Für beide Bärendaten kann daher angenommen werden, dass sie möglicherweise etwas zu jung, aber in der Größenordnung richtig sind. Ihr Alter fällt, wie das der Geschoßspitzen, in die Zeit der Bändertonsedimentation. Für diese Zeit haben BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER

GER (1978: 101) in ca. 800 m Meereshöhe eine waldfreie, aber kräuterreiche Vegetation erschlossen, welche auch die Lebensgrundlage der Bären am Pendling (ca. 1.500 m) und im Kaiserbergtal (ca. 600 m) gewesen sein dürfte.

Um 35.000 cal. BP, somit in der Zeit der Bändertonsedimentation im Inntal und der Bärenpopulation der Tischoferhöhle, ist das Ende der Bärenzeit in der 1.960 m hoch gelegenen Ramesch-Bärenhöhle festgelegt (Beta-15767:  $31.140 \pm 310$  BP; PACHER & STUART, 2008: 194). Bis in diesen Zeitraum waren demnach auch in ca. 1.900 m Meereshöhe Lebensbedingungen für Bären gegeben, für die nach der Pollenanalyse in tieferen Tallagen eine waldfreie Vegetation belegt ist.

Während der letzten, würmzeitlichen Vergletscherung ist die Pendlinghöhle von 150 bis 200 m Eis, die Tischoferhöhle von 1.050 bis 1.000 m Eis überlagert worden. Erratikafunde des Verfassers am Pendlingrücken (1.550 m) bestätigen die ehemalige Eisüberdeckung. Für das mittlere Inntal wird nach Schilffgrenzen und Erratika eine Eismächtigkeit zwischen 2.200 und 2.300 m angenommen, womit sich eine Eismächtigkeit von mindestens 1.700 m ergibt (VAN HUSEN, 1987). Für die hochwürmzeitliche Vergletscherung der Ostalpen ist bisher nur ein zeitlicher Rahmen zwischen 26.000 BP und 20.000 BP anzugeben. Die Datierung aus einem von Niederterrassenschottern überlagerten Lößprofil von Duttendorf bei Burghausen (Abb. 1) gibt mit einem konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $21.650 \pm 250$  BP (TRAUB & JERZ, 1975), neu kalibriert 26.550 bis 25.350 BP, einen guten zeitlichen Anhaltspunkt für den Beginn der würmzeitlichen Vergletscherung im Alpenvorland. Eine vielseitige, neue Untersuchung dieses Profils (STARNBERGER et al., 2008) erhält mit OSL-Datierungen von  $21.500 \pm 2.300$  BP und  $19.900 \pm 2.300$  BP ein signifikant geringeres Alter als die  $^{14}\text{C}$ -Datierung, womit sich die Lößakkumulation in die Zeit des Höhepunktes der Würmkaltzeit verschieben würde. Allerdings ist die Ver-

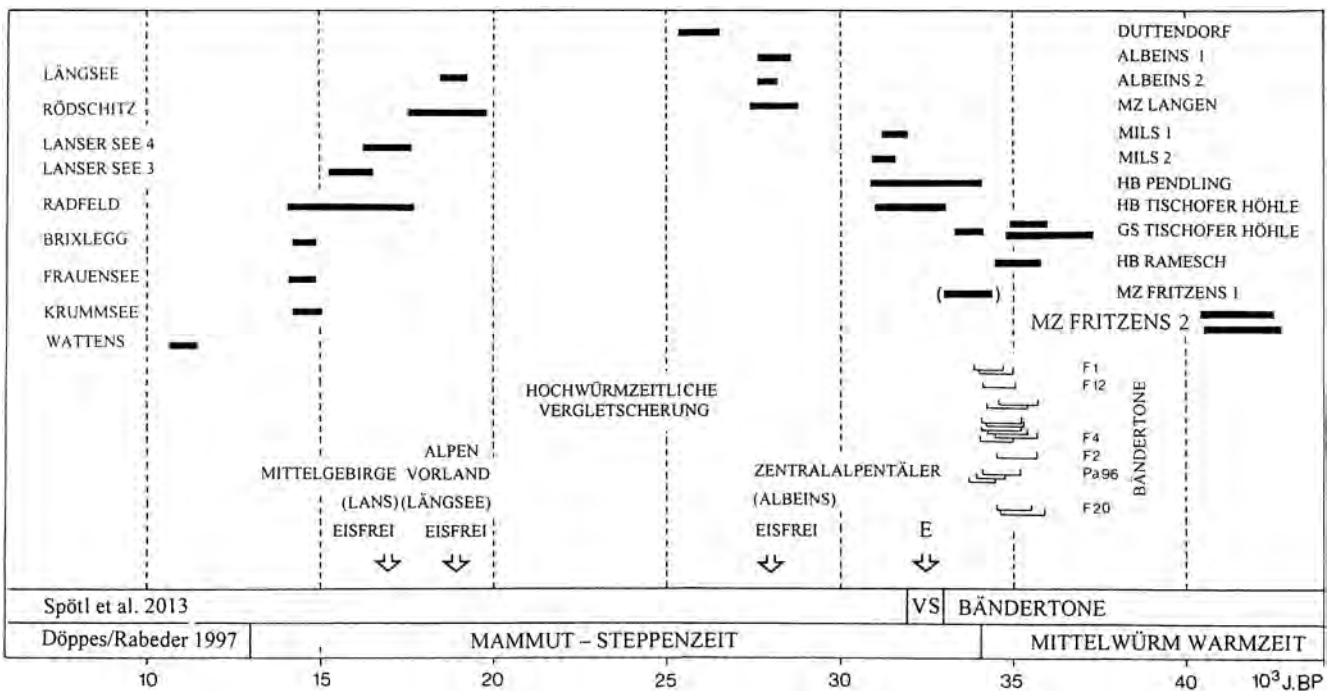


Abb. 8.  
Die kalibrierten Radiokarbonaten und der zeitliche Ablauf der Kaltzeitentwicklung im behandelten Zeitraum.

gleichbarkeit der Datierungsergebnisse nicht eingehender untersucht worden. Auch in Gebieten, die deutlich außerhalb der hochwürmzeitlichen Vergletscherung im periglazialen Bereich lagen, wie das in der Umgebung von Neurath bei Stainz, südwestlich von Graz der Fall ist, weist die Pollenanalyse eine baumlose, offene Tundravegetation in der Zeit von 26.050 bis 25.100 cal. BP nach (konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $21.270 \pm 230$  BP; DRAXLER & VAN HUSEN, 1991).

Ein Mindestalter für den Eisrückzug von den würmzeitlichen Endmoränen des Draugletschers ist durch eine Datierung (ohne Labor Nr.) aus dem Längsee (Kärnten; Abb. 1) mit einem konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter  $15.585 \pm 160$  BP festgelegt (LÖFFLER, 1997), das neu kalibriert 19.120 bis 18.620 BP entspricht. SCHMIDT et al. (2002: 45) zitiert, ebenfalls ohne Labor Nr., vom Längsee ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $15.535 \pm 160$  BP. Es konnte nicht ermittelt werden, ob hier zwei Datierungen oder ein Schreibfehler vorliegen. Aufgrund der Sedimentstratigrafie im Liegenden des datierten Horizontes wird ein um 1.500 Jahre früherer Beginn der Seeablagerungen angenommen (LÖFFLER, 1997: 830), wodurch sich für das Ende des würmhochglazialen Gletschervorstoßes eine nachvollziehbare Zeit um 20.000 cal. BP ergibt. Das Basisdatum der datierbaren Sedimente des Längsees wird in einer detailreichen neuen Untersuchung nach aktueller Kalibration mit 19.200 bis 18.770 cal. BP bestätigt (KIA-30230:  $15.715 \pm 88$  BP aus HUBER et al., 2010: 136).

Das Basisdatum aus dem Moorprofil von Rödschitz bei Bad Mitterndorf (Abb. 1) ist mit  $15.400 \pm 470$  BP (VAN HUSEN, 1977; DRAXLER, 1977), kalibriert 19.850 bis 17.550 BP, für eine konkretere Zeitfestlegung etwas unscharf, doch ist damit, auch stratigrafisch und pollenanalytisch belegt, Eisfreiheit in einem inneralpinen, vorher vergletscherten Bereich für eine Zeit um 18.000 cal. BP nachgewiesen.

Der spätglaziale Eisabbau ist nur in der letzten Phase zeitlich gut erfasst. Dafür ist die „Vorterrasse“, die bei Fritzens-Baumkirchen im Kontakt mit abschmelzendem Toteis entstand, ein wichtiger morphologisch-stratigrafischer Beleg. Ihre Sedimentation ist zwischen 18.000 und 17.000 cal. BP eingrenzbar. Somit bleibt für Auf- und Abbau des würmzeitlichen Eisstromnetzes nach den vorliegenden Daten ein Zeitraum von maximal 11.000 Jahren zwischen 28.000 und 17.000 BP (Abb. 8).

Im Unterinntal ist in der Talsohle östlich von Radfeld (Abb. 1) im Zuge der Planung für die neue Trasse der Österreichischen Bundesbahnen (ÖBB) aus der Kernbohrung C-KB 04/95 von einer Holzprobe aus 21,6 m Profiltiefe ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $13.400 \pm 600$  BP (VRI-2014) datiert worden (POSCHER, 2000), das kalibriert einem Alter von 16.900 bis

15.400 BP (20) entspricht. Die Innsedimente darüber waren ungestört, sodass für diese Zeit bereits Eisfreiheit in der Talsohle angenommen werden kann. Allerdings ergibt sich dafür aufgrund der Datierungsunschärfe ein großer zeitlicher Spielraum.

Eindeutig ist Eisfreiheit im Talboden mit der Datierung eines Rentierknochens festgelegt, der im Zuge des ÖBB-Tunnelbaues bei Brixlegg (Abb. 1) aus Innsedimenten in 502 m Meereshöhe, 16 m unter dem heutigen Innauenniveau, geborgen wurde. Der Knochen wurde auf  $12.435 \pm 35$  BP (VERA-2224) datiert, womit ein kalibriertes Alter von 14.900 bis 14.150 BP ermittelt wurde (PATZELT, 2012: 31). Damit war das Eis im Unterinntal in der Talfurche östlich der Zillertalmündung um ca. 15.000 BP sicher abgeschmolzen. Für den Talraum von Fritzens-Baumkirchen trifft das mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls zu. Es ist jedoch auch damit zu rechnen, dass die starke Schuttbedeckung das endgültige Abschmelzen von Toteis deutlich verzögert hat. Es ist denkbar, dass in der Zeit, in der die Inntalterrasse und die unteren Talflanken bereits eisfrei waren und in den darin eingetieften Toteismulden organogene Verlandung begann, wie das im Lansersee Moor (840 m; Abb. 1) zwischen 17.000 und 16.000 cal. BP der Fall war (BORTENSCHLAGER, 1984a, b; neue Kalibration der Basisdaten), in der Inntalfurche unter starker Schuttbedeckung stellenweise noch Toteis lag. In der Nacheiszeit wurde die Inntalsole durch Sedimenteintrag nur mehr geringfügig erhöht. Bei Wattens (Abb. 1) ist ein Aulehm-Horizont unter 3,5 m Innschottern auf 11.650 bis 10.700 cal. BP datiert worden (VRI-882:  $9.730 \pm 120$  BP, PATZELT, 1987: 115–116; hier Abb. 8).

Der Mammutzahn von Fritzens liefert einen wichtigen, ergänzenden Beitrag zur Kenntnis des jüngeren Inntalquartärs. Ein bedeutender Fortschritt ist durch die deutlich verbesserte zeitliche Auflösung der geologischen Abläufe mit Hilfe der neuen Datierungs- und Kalibrierungsmöglichkeit von Radiokarbonaten gegeben, wie sie SPÖTL et al. (2013) vorgelegt haben. Hier ist ein Anfang gemacht. Es bleibt noch viel zu tun.

## Dank

Der Verfasser dankt Frau Univ. Prof. Dr. Eva WILD, VERA-Labor, Universität Wien, für stets gewährte freundliche Unterstützung und die Informationen im Rahmen der angeführten Datierungsarbeiten. Dank gebührt weiters Herrn Dr. Sebastian PFLEIDERER für die Übersetzung der englischsprachigen Manuskriptteile.

## Literatur

BOLUS, M. & CONRAD, N.J. (2006): Zur Zeitstellung von Geschoßspitzen aus organischen Materialien im späten Mittelpaläolithikum und Aurignacien. – Archäologisches Korrespondenzblatt, **36**, 1–15.

BORTENSCHLAGER, S. (1984a): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Ber. nat. wiss.-med. Ver. Innsbr., **71**, 19–56, Innsbruck.

BORTENSCHLAGER, S. (1984b): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III, ein Typusprofil für die Ostalpen. – Diss. Bot., Bd. **72** (Festschrift Welten), 71–79, Braunschweig.

BORTENSCHLAGER, I. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **14/1**, 95–103, Innsbruck.

- BRONK RAMSEY, CH. (2005): OxCal Program v3.10. – Oxford. <http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal3/oxcal.htm> (abgerufen am 19.01.2015).
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **35**, 185–192, Stuttgart.
- DARGA, R. (2009): Auf den Spuren des Inn-Chiemsee-Gletschers. – *Wanderungen in die Erdgeschichte*, **26**, 175 S., München.
- DE GRAAFF, L.W.S. (1992): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stoßzahnes (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphographische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – *Schriften d. Vorarlberger Landesmuseums, Bregenz, Reihe A, Landsch. Gesch. u. Archäologie, Bd. 5: Archäologie im Gebirge*, 23–28, Bregenz.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.) (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – *Mitt. d. Komm. f. Quartärforsch. d. Österr. Akad. Wiss.*, **10**, 411 S., Wien.
- DÖPPES, D., RABEDER, G. & STILLER, M. (2011): Was the Middle Würmian in the High Alps warmer than today? – *Quaternary International*, **245**, 193–200, Oxford.
- DRAXLER, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 131–163, Wien.
- DRAXLER, I. & HUSEN VAN, D. (1991): Ein C-14 datiertes Profil in der Niederterrasse bei Neurath (Stainz, Steiermark). – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **25/1** (1989), 123–130, Innsbruck.
- FELBER, H. (1971a): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode an Fossilfunden aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **7/1–2**, 25–29, Innsbruck.
- FELBER, H. (1971b): Über die Anreicherung von Uran in den Fossilfunden aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **7/1–2**, 31–38, Innsbruck.
- FLIRI, F. (1964): Beiträge zur Morphologie der Gnadenwaldterrasse im mittleren Inntal. – *Z. f. Geomorph., N.F.* **8/2**, 232–240, Berlin.
- FLIRI, F. (1971): Beiträge zur Stratigraphie und Chronologie der Inntalerrasse im Raum von Innsbruck. – *Veröff. d. Museum Ferdinandeum*, **51**, 5–21, Innsbruck.
- FLIRI, F. (1975): Das Inntal-Quartär im Westteil der Gnadenwaldterrasse. – *Tirol, ein geographischer Exkursionsführer. – Innsbrucker Geographische Studien*, **2**, 79–87, Innsbruck.
- FLIRI, F. (1988): Die Schottergrube von Albeins bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Südtirol. – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **24/2**, 137–142, Innsbruck.
- FLIRI, F., HILSCHER, H. & MARKGRAF, V. (1971): Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol). – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **7/1–2**, 5–24, Innsbruck.
- FLIRI, F., FELBER, H. & HILSCHER, H. (1972): Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **8/1–2**, 203–213, Innsbruck.
- FRANK, C. & RABEDER, G. (1994): Neue ökologische Daten aus dem Lößprofil von Willendorf in der Wachau. – *Archäologie Österreichs*, **5/2**, 59–64, Wien.
- FRISCHAUF, CH., MAZELIS, E. & RABEDER, G. (2012): Bericht über die Probegrabung (2011) in der Pendling-Bärenhöhle bei Kufstein (Nordtirol; 1266/21). – *Die Höhle*, **63/1–4**, 38–42, Wien.
- HARB I. (2002): Die Ausgrabungen in der Tischoferhöhle bei Kufstein in Tirol. – *Forsch. d. Inst. f. Ur- und Frühgeschichte sowie Mittelalter- u. Neuzeitarchäologie, Praearchos*, **1**, 112 S., Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1933): Fund eines Mammutzahnes bei Kufstein (Tirol). – *Z. f. Gletscherkunde*, **21**, 196–197, Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1954): Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. – *Jb. Geol. B.-A.*, **97**, 251–322, Wien.
- HUBER, K., WECKSTRÖM, K., DRESCHER-SCHNEIDER, R., KNOLL, J., SCHMIDT, J. & SCHMIDT, R. (2010): Climate changes during the last termination inferred from diatom-based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). – *J. Paleolimnol.*, **43**, 131–147, Dordrecht.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – *Aus der Geologischen Geschichte Österreichs*, **2**, 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- KLEBELSBERG, R. v. (1928): Ein Mammutzahn-Fund bei Innsbruck. – *Z. f. Gletscherkunde*, **16**, 261–262, Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v. (1940/41): Ein Mammut-Fund im tirolischen Inntal. – *Z. f. Gletscherkunde*, **28/2**, 188, Innsbruck.
- KNEUSSL, W. (1972): Vorbericht über eine Grabung in der Bärenhöhle am Pendling bei Kufstein (Nordtirol). – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **8/1–2**, 329–330, Innsbruck.
- KNEUSSL, W. (1973): Höhlenbärenknochen aus der Tischoferhöhle (Kaisertal bei Kufstein, Nordtirol) mit <sup>14</sup>C-Methode altersbestimmt. – *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **9/1–2**, 181–188, Innsbruck.
- KNEUSSL, W. & MANGELSDORF, J. (1979): Die Bärenhöhle am Pendling bei Kufstein (Nordtirol). – *Veröff. d. Museum Ferdinandeum*, **59**, 11–33, Innsbruck.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – *Schriftenreihe des OÖ. Museumsvereins – Gesellschaft für Landeskunde*, **17**, 487 S., Linz.
- LÖFFLER, H. (1997): Längsee: A history of meromixis; 40 years later: Homage to Dr. D.G. Frey. – *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **26**, 829–832.
- MENGHIN, O. (1969): Früh-Aurignacium-Funde aus Tirol. Zur Geschichte und geochronologischen Stellung der Tischofer Höhle. – *Beiträge zur Urgeschichte Tirols. Innsbrucker Beitr. Kulturwiss., SH* **29**, 11–38, Innsbruck.
- NIGST, P.R. (2013): Willendorf II. – In: STEGUWEIT, L. (Red.): 55. Jahrestagung d. Hugo Obermaier-Gesellschaft f. Erforschung d. Eiszeitalters u. d. Steinzeit e.V. in Wien, 59–66, Wien.
- PACHER, M. & STUART, A.J. (2008): Extinction chronology and palaeobiology of cave bear (*Ursus spelaeus*). – *Boreas*, **99**, 189–206, Oslo.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. – *Veröff. Museum Ferdinandeum*, **67**, 93–123 Innsbruck.
- PATZELT, G. (2012): Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol. – *Jb. Geol. B.-A.*, **152/1–4**, 25–38, Wien.
- POSCHER, G. (2000): Baugeologisch-Geotechnischer Längsschnitt Eisenbahnachse Brenner, Abschnitt Kundl/Radfeld – Baumkirchen. – *Unveröffentlichte Unterlagen der Brenner Eisenbahn GmbH, Innsbruck.*
- REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., CHENG, H., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAFLLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNERY, C.S.M. & VAN DER PLICHT, J. (2013): IntCal 13 and MARINE 13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years BP. – *Radiocarbon* **55/4**, 1869–1887, Tucson.

ROSENDAHL, W., DARGA, R. & BURGER, J. (2005): Die pleistozäne Großsäugerfauna von Siegsdorf (Süddeutschland) – neue Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Öster. Akad. Wiss., **14**, 153–160, Wien.

SCHMIDT, R., VAN DEN BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaeoclimate. – Quaternary International, **88**, 45–56, Oxford.

SPÖTL, CH., REIMER, P.J., STARNBERGER, R. & REIMER, R.W. (2013): A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. – J. of Quaternary Sc., **28/6**, 552–558, Chichester.

STARNBERGER, R., TERHORST, B., RÄHLE, W., PETICZKA, R. & HAAS, J.N. (2008): Paläoökologische Untersuchungen in den quartären Sedimenten von Duttendorf (Oberösterreich). – Quartär, **55**, 135–142, Berlin.

TICHY, G. (1989): Neue Mammutfunde aus Salzburg und Oberösterreich. – Oberösterreich. Geonachrichten. Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Paläontologie von Oberösterreich, **4**, 1–31, Linz.

TRAUB, F. & JERZ, H. (1975): Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **11/2**, 175–193, Innsbruck.

TÜTKEN, TH., FURRER, H. & VENNEMANN, T.W. (2007): Stable isotope compositions of mammoth teeth from Niederweningen, Switzerland: Implications for the Late Pleistocene climate, environment and diet. – Quaternary International, **164/165**, 139–150, Oxford.

WALDE, C. (1999): Polynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im Raum Kramsach-Brixlegg (Tirol, Österreich). – Ber. nat. wiss-med. Ver. Innsbr., **86**, 61–79, Innsbruck.

ZIEGLER, R. (1994): Das Mammut (*Mammuthus primigenius* BLUMENBACH) von Siegsdorf bei Traunstein (Bayern) und seine Begleitfauna. – Münchner Geowiss. Abh., **26**, 49–80, München.

Eingelangt: 3. Juni 2014, Angenommen: 2. September 2014