

Die nacheiszeitliche Entwicklung des Schwemmfächers von Kundl und des Talraumes im Inntal (Tirol)

GERNOT PATZELT¹ & ALEXANDRA WEBER²

14 Abbildungen, 1 Tabelle, 3 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
 BMN / UTM
 116 Telfs / 2221 Imst
 118 Innsbruck / 2223 Innsbruck
 119 Schwaz / 2224 Schwaz
 120 Wörgl / 2218 Kundl
 - / 3213 Kufstein

Tiroler Gebirgsraum
 Inntal
 Vinschgau/Südtirol
 Holozän

Inhalt

Zusammenfassung	11
Abstract	12
Einleitung	12
Der Schwemmfächer von Kundl	12
Morphologische Gliederung und Kennzeichnung	13
Chronologie der Schwemmfächerentwicklung	14
Untersuchungen an den Murschuttkegeln vom Kragenjoch	15
Chronologie der Murschuttkegelentwicklung	15
Archäologische Befunde	16
Die Kundler Befunde im Vergleich zur nacheiszeitlichen Talentwicklung im Tiroler Gebirgsraum	18
Die spätglaziale und holozäne Talauffüllung	19
Die Erosionsphase des mittleren Holozäns	22
Die Talsohlenentwicklung im jüngeren Holozän	22
Klimageschichtliche Interpretation der erfassten Vorgänge	23
Dank	23
Literatur	24
Tafeln	26

Zusammenfassung

Am Schwemmfächer von Kundl, den die Wildschönauer Ache im Inntal abgelagert hat, ist nach der spätglazialen Talauffüllung eine Sedimentation im älteren Holozän zu erfassen, die um 4.600 BC beendet war und zu einer Erhöhung der Talsohle um 7 m geführt hat. Die darauf folgende Erosionsphase, die nach 4.600 BC begann und vor 2.600 BC beendet war, hat zu einer Eintiefung des Inn an der Kegelstirn um mindestens 13 m und zur seitlichen Abtragung des Fächers im Inntal geführt. Nach 2.600 BC folgte eine weitere Sedimentationsperiode, in der die Inntalsole im Mündungsbereich der Ache wieder um 9 m aufgefüllt wurde.

Die Murschuttkegel vom Kragenjoch sind zum Teil mit den Ablagerungen des Schwemmfächers verzahnt, zeigen jedoch ansonsten eine eigenständige Entwicklung. Hier war auf Murschutt eine Alleröd-zeitliche Bodenbildung nachzuweisen, die in der Jüngeren Dryas um 10.000 BC geendet hat. Der Großteil des Kegelmaterials ist im Holozän vor 1.000 BC abgelagert worden.

In der Abbauwand des Schuttkegels des Stubtalbaches wurde durch die Auffindung von zwei Vorratsgefäßen und die Altersbestimmung von zehn ¹⁴C-Proben die spätbronzezeitliche Nutzung im Detail erfasst und damit die Kenntnis von den bereits bekannten, vorzeitlichen Verhältnissen ergänzt. Die dabei festgestellten Murenereignisse zwischen 800 BC und Christi Geburt sind möglicherweise eine Folge der Bewirtschaftung des Gebietes.

Der Vergleich mit der nacheiszeitlichen Entwicklung im Talraum westlich des Schwemmfächers bestätigt in den grundlegenden Zügen die bei Kundl vorgefundenen Verhältnisse. Die zeitlich gut erfasste jüngste Sedimentation des Schuttkegels von Hall/Mils zeigt, dass die Ablagerung der obersten 7 m Murschutt zwischen 8.000 BC und 5.000 BC erfolgt ist und das Ende dieser Entwicklung in die gleiche Zeit fällt wie in Kundl. Zeitlich übereinstimmend ist für das ältere Holozän mit einem Ende bald nach 6.000 BC eine Aufhöhung der Talsohle um 3,3 m bei Wattens. Bei Mötztal hat der Klammbach zwischen 7.200 BC und 5.200 BC einen Schwemmkegel auf ein 14 m höheres Inntalsolelniveau geschüttet.

¹ GERNOT PATZELT: Patscherstraße 20, 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at
² ALEXANDRA WEBER: Grünsbach 336, 6232 Münster. ali.weber@gmx.at

Auch am Gadiakegel im Vinschgau (Südtirol) sind für die Zeit um 6.200 BC und nach 5.700 BC verstärkte Murenaktivitäten erfasst, die den Vorgängen im Inntal entsprechen und auf eine, den Alpenhauptkamm überschreitende, gleichartige Entwicklung hinweisen.

Die Erosionsphase, die am Kundler Fächer festgestellt wurde, wird durch die Erosionsböschung des Murschuttkegels von Hall/Mils zwischen Heiligkreuz und dem Remmelrain sowie durch übereinstimmende Datierungen bestätigt.

Die jüngere Sedimentationsperiode des Inn ist bei Vomp im Bereich des dort untersuchten Gräberfeldes festlegbar gewesen, wo zwischen 2.000 BC und 1.000 BC rund 2 m Aulehm abgelagert wurde. Die nachfolgende Entwicklung ist durch Baumaßnahmen in der Regel stark gestört. In der fassbaren Aulehm-Sedimentation ab dem Hochmittelalter zeichnet sich neben der Klimaentwicklung möglicherweise auch ein verstärkter Bodenabtrag als Folge von Rodung und Siedlungsausbau ab. Darüber hinaus werden die Niederschlagsverhältnisse als bestimmender Faktor für die erfassten Vorgänge gesehen.

Der zeitliche Ablauf der vorliegenden Untersuchung wurde auf der Basis von insgesamt 55 Radiokarbonaten erstellt.

The Post-Glacial Development of the Alluvial Fan of Kundl and the Nearby Inn Valley (Tyrol)

Abstract

The record of the alluvial fan of Kundl, deposited by the Wildschönauer Ache Creek in the Inn Valley, shows after the Lateglacial filling of the Inn Valley a sedimentation phase during the early part of the Holocene, which terminated at 4,600 BC. This process resulted in an aggradation of the valley in the range of up to 7 m.

During a subsequent erosion phase (4,600 BC to 2,600 BC) the Inn River incised at the front of the alluvial fan for at least 13 m accompanied by lateral erosion. After 2,600 BC a new phase of sedimentation took place, thus raising the level of the Inn Valley floor at the mouth of the Wildschönauer Ache Creek by up to 9 m.

The debris-flow cones descending from Kragenjoch Peak interfinger partially with the alluvial fan, but they show an independent development. During the Allerød interstadial a soil formation occurred there on top of the debris flow deposits which then terminated in the Younger Dryas around 10,000 BC. The main part of the debris-flow cone was deposited during the Holocene before 1,000 BC.

The finding of two storage vessels and ten samples dated by ¹⁴C in the mining wall of the debris cone formed by the Stubtalbach Creek proves land use during the Late Bronze Age and extends our knowledge of the prehistoric ? conditions or situation. The debris flow events between 800 BC and the ? Nativity are possibly a result of land use due to settlement in the area.

A comparison with the Holocene development of the Inn Valley west of the alluvial fan confirms in principle the findings from the Kundl site. The recent sedimentation of the alluvial fan of Hall/Mils, well defined geochronologically, shows that the topmost 7 m were deposited by debris flows between 8,000 BC and 5,000 BC. Hence, deposition terminated in the same period as at the Kundl site. An aggradation of the Inn Valley of 3.3 m in Wattens, which ended soon after 6,000 BC, is also in accordance with the presented chronology. At the village of Mötztal the alluvial fan of the Klammbach Creek developed between 7,200 BC and 5,200 BC at a valley floor level of the Inn Valley 14 m higher compared to modern conditions.

The sedimentary record of the Gadi debris cone in the Venosta Valley (South Tyrol) shows as well increased debris flow activities for the period around 6,200 BC and after 5,700 BC. These findings are in accordance with those of the Inn Valley indicating a similar development across the Alpine divide (or main chain).

The erosion phase, which was recognized at the alluvial fan of Kundl is confirmed by the erosion of the embankment of the debris-flow cone of Hall/Mils between Heiligkreuz and the Remmelrain and by matching datings.

The younger sedimentation period of the Inn River is documented by a 2 m thick layer of overbank deposits with an age between 2,000 BC and 1,000 BC on top of a grave field at the village of Vomp. In general, the subsequent development is heavily disturbed due to construction activities. The recorded overbank sedimentation from the High Middle Ages onward seems to be influenced not only by climate but also by enhanced soil erosion as a result of clearing and settlement expansion. However, the precipitation conditions are regarded as the determining factor for this development.

The chronology of this study is based on 55 radiocarbon dates.

Einleitung

Die Schwemmfächer, welche die großen Seitenbäche im Inntal abgelagert haben, bestimmen den Verlauf des Inn. Sie drängen ihn jeweils an die gegenüberliegende Talseite, behindern den Abfluss und zwingen zum Aufstau im flussaufwärts gelegenen Talabschnitt. Der Schwemmfächer von Kundl, den die Wildschönauer Ache im Inntal sedimentiert hat, ist ein eindrucksvolles Beispiel dafür. Er prägt den Talraum und seine Umgebung. Um die Entwicklung zu erfassen, ist neben der formbeschreibenden Darstellung der Gegebenheiten die stratigrafische Untersuchung der Ablagerungen unerlässlich. Die zeitliche Aufschließung und Festlegung der Sedimentationsvorgänge machen möglichst zahlreiche und präzise Altersbestimmungen notwendig, denen hier insgesamt 55 Radiokarbonaten zugrunde liegen. Damit konnten auch die Ergebnisse der im Gebiet durchgeführten archäologischen Arbeiten ergänzt und erweitert werden. Die Holozängliederung folgt den in der Archäologie und in der Paläobotanik üblichen Abschnittszeichnungen.

Alle verwendeten Daten sind in Tabelle 1 zusammengestellt und die Lage der Fundorte ist Abbildung 1 zu entnehmen. Im Text werden mit der lokalen Bezeichnung nur

mehr die kalibrierten Probenalter verwendet. Die Kalibration aller Daten wurde einheitlich nach REIMER et al. (2013) durchgeführt.

Die Untersuchungen im Raum Kundl gehen mit ersten Radiokarbonatierungen bis in das Jahr 1974 zurück und wurden in der Folgezeit intensiviert. Eine zusammenfassende Darstellung des bis 2002 erarbeiteten Kenntnisstandes mit umfangreicher, eigenständiger Auswertung wurde von WEBER (2003) in einer Diplomarbeit vorgelegt. Die Karten (Tafel 1–3) wurden für diese Arbeit entworfen und sind in überarbeiteter Form hier beigelegt. Mit den inzwischen neu dazugekommenen Ergebnissen wird im Folgenden der aktuelle Wissensstand zum Thema dargestellt.

Der Schwemmfächer von Kundl

Im Einzugsgebiet der Wildschönauer Ache, die den Schwemmfächer sedimentiert hat, haben die Gesteine der paläozoischen Grauwackenzone mit den heute als Löhrnersbach- und Schattberg-Formation (HEINISCH, 2008) bezeichneten „Wildschönauer Schiefern“ den flächenmäßig größten Anteil und stellen aufgrund zahlreicher Massenbewegungen viel Murschutt bereit. Diesen sind im nördlichen

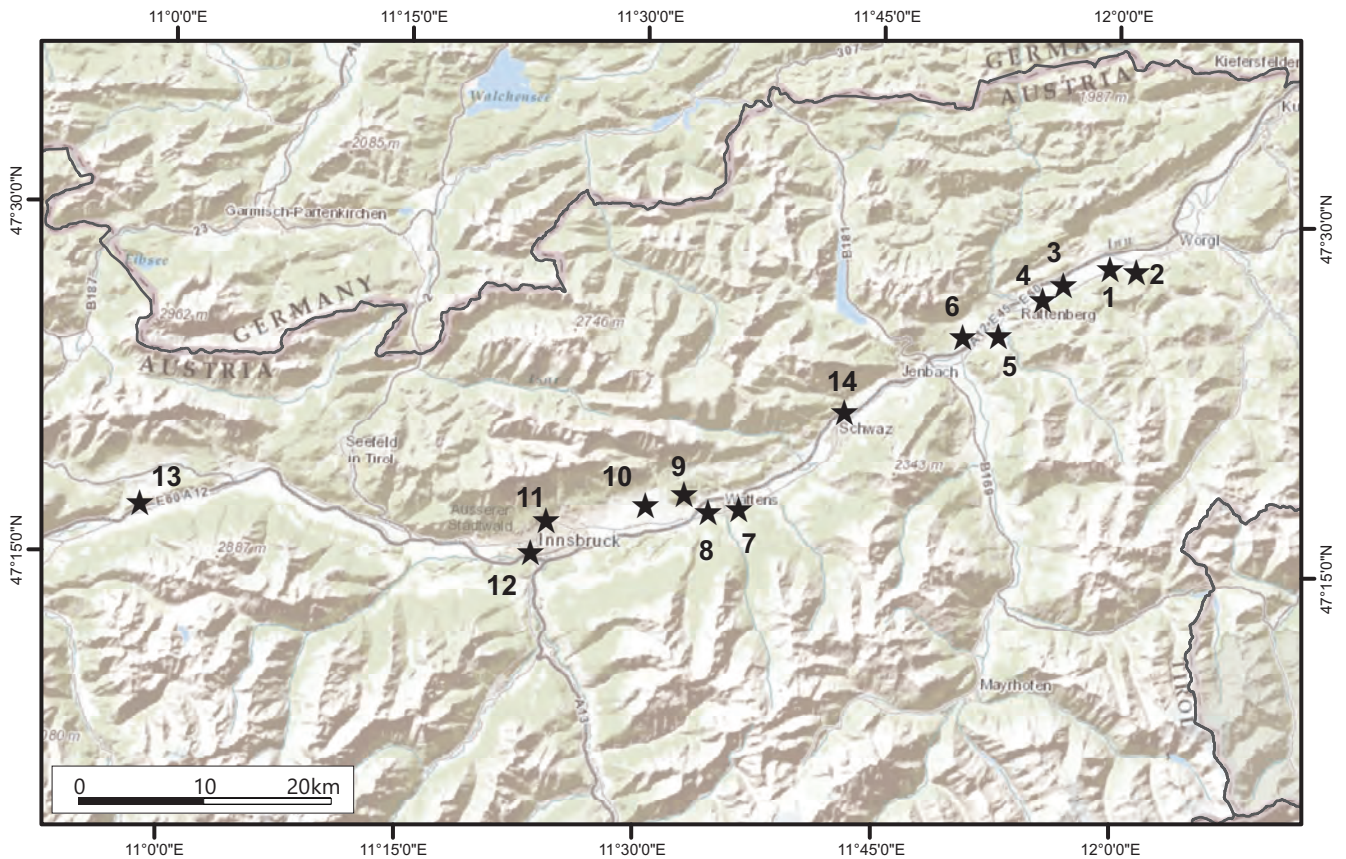


Abb. 1. Das Untersuchungsgebiet und die Lage der zitierten Fundorte. 1: Kundl. 2: Schottergrube Wimpissinger. 3: Maukenbach. 4: Radfeld. 5: Matzenpark-Brixlegg. 6: Hof-Münster. 7: Wattens. 8: Volders. 9: Rimmelrain. 10: Reimmichlstraße. 11: Innsbruck-Kettenbrücke. 12: Innsbruck-Kopfklinik. 13: Mötztal. 14: Vomp.

Talabschnitt die permotriassischen Gesteine von Grödner Schichten bis zu Raibler Schichten aufgelagert, in welche die Ache in der Kundler Klamm schluchtartig eingetieft ist (PIRKL, 1961; KREUSS, 2008). Der Dolomit ist zum Teil stark zerrüttet und aufgelöst. Er bildet mit hohen Steilabbrüchen die Hauptgeschieberherde für das Schuttfächersediment. Südlich der Schluchtstrecke ist das Tal besonders von würmzeitlichen Deltaablagerungen erfüllt und weitflächig von Moränen bedeckt (REITNER, 2008), wobei vielfach die Granit- und Gneiserratika aus zentralalpinen Bereichen die eiszeitliche Fernvergletscherung anzeigen. Davon sind auch kristalline Komponenten in den Ablagerungen des Schwemmfächers zu finden.

Der Schwemmfächer erstreckt sich halbkreisförmig über die ca. 2 km breite Talsohle und drängt den Inn an die nördliche Talflanke, wo er auf einer Strecke von 500 m am Anstehenden der oligozänen Unterangerberger Schichten entlang fließt.

Für die Ausdehnung der Schwemmfächersedimente wurde eine Kartenfläche von rund 4 km² ermittelt (Tafel 1). Die Ache tritt in 535 m Höhe aus der Schlucht aus und mündet in 505 m Höhe in den Inn. Das entspricht einem mittleren Gefälle von ca. 0,9°.

Morphologische Gliederung und Kennzeichnung

An den Oberflächenformen lässt sich eine deutliche Mehrphasigkeit der Kegelgenese erkennen (Tafel 1). Von der ursprünglichen Fächeroberfläche sind ein westlicher und ein östlicher Teil erhalten, die zusammen mit 2,5 km² mehr als

die Hälfte der Gesamtfläche des Fächers einnehmen (Ältere Schüttung in Tafel 1). Diese Fächerteile fallen gegen die Innalsole jeweils mit Böschungen ab, wodurch eine Erosionsphase angezeigt ist, in welcher der Inn den Fächer unterschritten hat. Der östliche Fächerteil läuft terrassenförmig flach aus und ist mit feinsandigem Hochflutsediment des Inn verzahnt. Damit ist hier ein Talsohlenniveau in 508 m Höhe angezeigt, das 7 m höher liegt als das Aueniveau der Gegenwart.

Am Fächerscheitel hat sich die Ache ebenfalls eingetieft. Davon zeugt eine Erosionsböschung am Westrand dieser Eintiefung, die im Bereich der Pfarrkirche von Kundl besonders gut ausgeprägt ist. Am Ostrand ist die erosive Eintiefung morphologisch weniger deutlich, aber im Isohypsenverlauf klar zu erkennen. Im flach gegen den Inn zu auslaufenden Teil hat Sedimentakkumulation stattgefunden (Jüngere Schüttung in Tafel 1), die auf das Niveau des Vorfluters eingestellt ist.

Das Isohypsenbild der Karte lässt deutlich erkennen, dass diesem jüngeren Fächer ein weiterer Sedimentkörper aufgesetzt ist (Jüngste Schüttung in Tafel 1). Dieser entspricht gut dem unregulierten Bachbettverlauf der Karte von MILLER (1825) (Tafel 2), womit die Annahme gerechtfertigt ist, dass diese jüngste Sedimentation in historischer Zeit erfolgte. Für diese Karte wurde der Innplan von Phillip Miller im Maßstab 1:7.200 in das Bundesmessnetz 31 georeferenziert und mit Gitternetz und Höhenlinien aus dem Lage- und Höhenplan von 1994 ergänzt. Die Wildschönauer Ache ist jetzt begradigt und verachtet sowie das Wildbachareal der Millerkarte dicht bebaut.

Chronologie der Schwemmfächerentwicklung

Die Daten, die diesem Teil der Arbeit zugrunde liegen, wurden zwischen 1988 (MB 1) und 2003 (KW 12, 14) konventionell am Institut für Radiumforschung und Kernphysik (VRI) der Akademie der Wissenschaften in Wien gemessen. Ein wesentlicher Anteil davon stammt von Probenmaterial aus den Leitungsgräben für die Wasserversorgung der Anlagen der vormaligen Biochemie GmbH Kundl (jetzt Sandoz GmbH), das im März 1991 knapp vor deren Fertigstellung geborgen werden konnte. Die Lage der beprobten Profile ist Tafel 1 zu entnehmen.

Die Grundwasserbohrung KB 21 (Profil in Abbildung 2) durchtätigt unter buntsandsteinreichem Schwemmfächerschutt in 19,5 bis 21,7 m Profiltiefe eine feinsandig-schluffige Sedimentlage, die als Aulehm des Inn angesprochen werden konnte (POSCHER, 1997). Holzreste von Laubholz, vermutlich Erle (*alnus viridis*; Bestimmung: K. OEGGL, Botanisches Institut, Univ. Innsbruck) aus 21,4 m Profiltiefe oder 8,4 m tiefer als das gegenwärtige Aueniveau, ergaben ein Alter von 12.950–12.100 BC (Tab. 1). In dieser Zeit hat der Inn bei Hochflutereignissen noch den mittleren Talbereich erreicht. Eine Kontrolle dieser Datierung lässt das 7 km flussaufwärts gelegene Profil KB 4/95 bei Radfeld zu (POSCHER, 1997), in dem eine Probe von Sanddornholz, 21,5 m unter dem Aueniveau, ein Alter von 15.800–12.100 BC ergeben hat (Tab. 1).

Die Erosionsböschung des nordwestlich gelegenen Teiles der älteren Schwemmkegelschüttung war im Wasserleitungsgraben gut aufgeschlossen (K 2b, Abb. 2). Hier lag 4 m unter der Geländeoberkante schluffreicher Feinsand des Inn mit Schottern des Schwemmfächers verzahnt. Nicht näher bestimmbar organisches Material von der Oberkante dieser Feinsandlage, 4,5 m höher gelegen als das heutige Aueniveau, ergab unter K 2b ein Alter von 5.730–5.490 BC (Abb. 2, Tab. 1). Damit ist eine Zeit festgelegt, in welcher der Inn in deutlich höherem Niveau floss und danach noch über 4 m Schwemmfächermaterial sedimentiert wurde. Dabei ist auch der Talraum westlich des Schwemmfächers mit Innsedimenten aufgefüllt worden.

Der von Schwemmkegelsedimenten überlagerte Terrassenrest von St. Leonhard (siehe Tafel 1) ist davon erhalten geblieben.

Am Fuß der Erosionsböschung waren bei K 5 (Tafel 1, Abb. 2) bis 3,9 m Tiefe Innsedimente freigelegt. Darunter folgten, mit Innschluff verzahnt, Grobschotter der Kundler Ache mit zahlreichen Buntsandsteinkomponenten. Die Probe K 5 von einem Baumstamm (*fagus silvatica*; Bestimmung: K. OEGGL, Botanisches Institut, Univ. Innsbruck) aus dem Schwemmkegelsediment in 3,9 m Profiltiefe ergab ein Alter von 870–1.150 AD (Tab. 1). Es sind damit Sedimentumlagerungen am Fuße der Erosionsböschung datiert und ein Maximalalter für die auflagernden Innsedimente gegeben. Holzproben aus Profiltiefen von 2,7 m (K 4) und 2,25 m (K 3) hatten nicht näher bestimmbare Alter von jünger als 1.630 AD (Tab. 1). Diese jüngste und mächtige Sedimentation steht wahrscheinlich auch im Zusammenhang mit den neuzeitlichen Verbauungsmaßnahmen am Inn.

Im flach auslaufenden Teil des östlichen Schwemmfächerbereiches ist dieser mit feinsandigen Sedimenten des Inn und gegen Süden mit Schutthalden aus Wettersteindolomit des Kragejoches (1.425 m) verzahnt. In den großen Aufschlüssen der Schottergrube Wimpissinger West war die Wechsellagerung von hellem Dolomit- und dunkelgrauem Innschluff gut zu verfolgen. Feine Lagen von organogenem Material ließen präzise Datierungen zu. Im Profil 2 (Abb. 3) ergab die Probe KW 12 in 504,6 m Höhe ein Alter von 8.280–7.790 BC (Abb. 4, Tab. 1). Im zweiten, 3,7 m höher gelegenen Profil KW 14 ergab die Datierung von der scharf ausgeprägten Oberkante des Schluffsedimentes in 508,3 m Höhe mit der Probe KW 14 ein Alter von 4.940–4.600 BC (Abb. 5). Diese Höhe entspricht dem nördlich gelegenen terrassenartigen Auslaufbereich des Schwemmfächers und zeigt ein Niveau der Innsedimente an, das 7,3 m höher lag als das hier in 501 m Höhe gelegene heutige Aueniveau (Abb. 3).

Die Zeit und das Ausmaß der erosiven Eintiefung des Inn in den älteren Teil des Schwemmfächers kann mit Hilfe einer Datierung aus dem Kern KB 2/95 (POSCHER, 1997) ein-

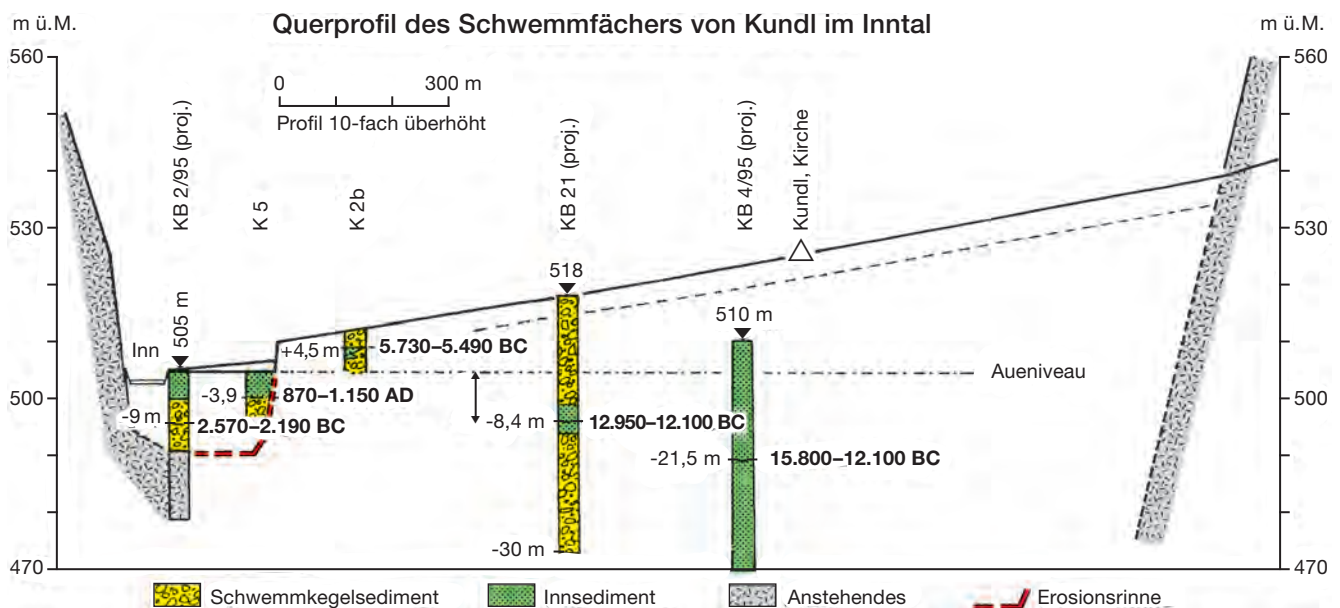


Abb. 2. Talquerprofil 1 des Schwemmfächers von Kundl mit den datierten Sedimentprofilen.

Schottergrube (SG) Wimpissinger West

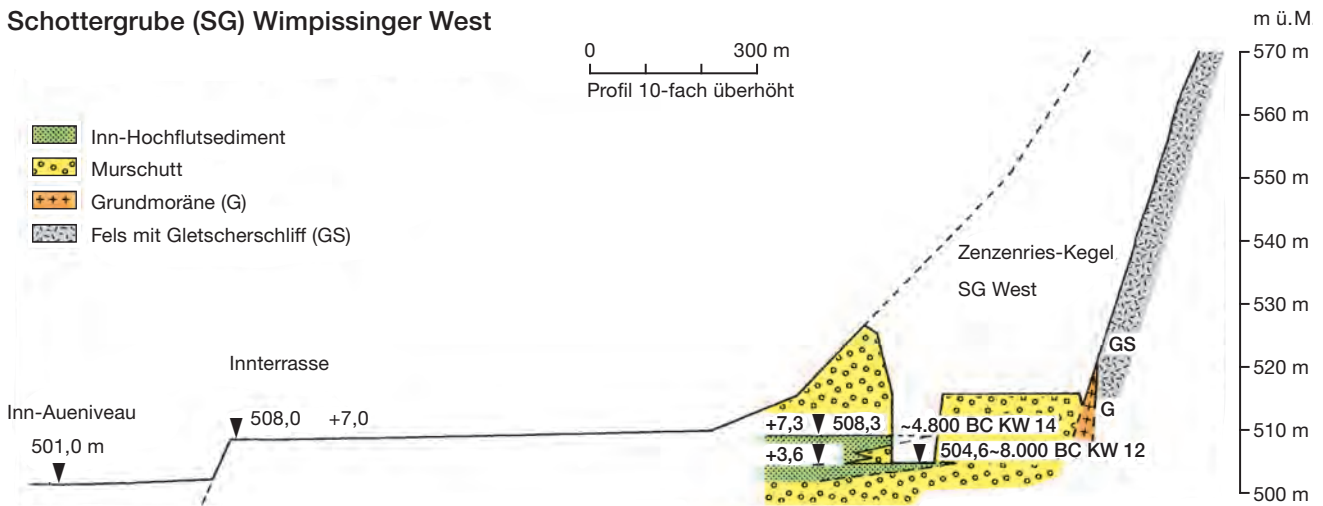


Abb. 3.
Talquerprofil 2 im Bereich der Schottergrube Wimpissinger.

gegrenzt werden. Die Bohrung wurde am südlichen Ufer des Inn im jüngsten Schüttungsbereich der Ache abgeteuft (Tafel 1, Profil in Abbildung 2). Hier wurde unter 5 m Innsediment und 8 m Schwemmfächerschutt in 491 m Tiefe der Felsuntergrund erreicht. Organisches Material aus 9 m Bohrtiefe (494,1 m SH) ergab für KB 2/95 ein Probenalter von 2.570–2.190 BC. Damit ist eine Sedimentation datiert, die nach Erosion der alten Schwemmkegelsedimente in der schmalen, eingetieften Rinne des Inn erfolgte. Diese Erosion ist zwischen 4.940–4.600 BC (KW 14) und 2.570–2.190 BC (KB 2/95) erfolgt.

Für KB 2/95 ist eine Datierung aus dem 4,5 km talaufwärts, im Inn-Aueniveau gelegenen Profil Maukenbach eine gute Kontrolle. Hier wurden im Jahr 1987 mittels Seilzug-Greiferbohrung aus 12 m Tiefe Baumstammteile einer Ulme (*ulmus viridis*; Bestimmung: H. HILSCHER, Botanisches Institut, Univ. Innsbruck) geborgen. Die Datierung der Probe MB 1 ergab ein Alter von 2.900–2.300 BC, womit sich zu KB 2/95 (2.570–2.190 BC) kein signifikanter Altersunterschied ergibt und dieses Datierungsergebnis bestätigt wird (Tab. 1).

Aus den vorliegenden Altersbestimmungen lässt sich folgender zeitlicher Ablauf der Schwemmfächerentwicklung im Talsohlenbereich ableiten: Vor rund 12.600 BC, während der Bölling-zeitlichen Erwärmung, lag der Verzahnungsbereich von Schwemmfächer- und Innsedimenten noch 6,4 m unter dem heutigen Aueniveau, etwa in der Mitte der Talsohle. Eine Aulehmsedimentation des Inn erfolgte vor rund 8.000 BC bereits 3,6 m über der Austufe. Die Schuttflächersedimente in Wechsellagerung mit Innsanden und damit die Intalsolehe lagen spätestens um 4.600 BC ca. 7 m höher als das rezente Aueniveau. Darauf folgte eine Erosionsphase, in der sich der Inn mindestens 13 m eintiefte und den Schwemmfächer rundum bis an die jeweiligen Talflanken erosiv zurückschnitt. Als Folge davon hat sich die Wildschönauer Ache im Scheitelbereich des Kegels ebenfalls eingetieft. Der Beginn dieser Erosionsphase ist in einer Zeit nach 4.600 BC erfolgt. Deren Ende ist auf spätestens 2.600 BC festgelegt. Danach ist das Achbett im Mündungsbereich durch verstärkten Sedimenteintrag wieder rund 9 m erhöht worden. Am Inn ist ein großer Teil dieser Aufhöhung seit dem Hochmittelalter erfolgt.

Untersuchungen an den Murschuttkegeln vom Kragenjoch

Aus der steilen Felsflanke des Kragenjoches wurden aus den Erosionsrinnen Murschuttkegel geschüttet, deren Schotter im Auslaufbereich mit Schwemmfächer- und Innsedimenten wechsellagern. Diese Schuttkegel sind zum größten Teil in einer Schottergrube der Firma Wimpissinger abgebaut worden (Tafel 3). Die dabei entstandenen Aufschlüsse gaben einen guten Einblick in die Sedimentationsentwicklung der Schuttkegel und brachten neues archäologisches Material zutage. Ab 1974, mit einem Schwerpunkt in den Jahren 2002 und 2003, wurde der Abbau stichprobenartig verfolgt und dabei die Profile und Objekte sichergestellt, die nachstehend zusammengefasst besprochen werden. Nach Abschluss der Schottergewinnung wird die Grube jetzt mit Abraummaterial wieder aufgefüllt. Die Abbauwand im Osten ist abgeböscht und aufgeforstet. Eine Fortsetzung der wissenschaftlichen Geländearbeiten ist in diesem Bereich nicht mehr möglich. Die vorliegenden Ergebnisse bekommen damit einen zusätzlichen dokumentarischen Wert.

Chronologie der Murschuttkegelenwicklung

Die Lage der untersuchten Lokalitäten in der Schottergrube zeigt die Tafel 3. Die Profile (Abb. 4, 5) liegen im Verzahnungsbereich der Schuttkegelsedimente des Zenzenries-Baches mit den Inn-Hochflutablagerungen, die das um 7 m höhere Talsohlenniveau vor ca. 4.800 BP (KW 14) festlegen (Abb. 3).

In der Abbauböschtung am Schuttkegel des Stubtalbaches im Osten der Grube konnte dessen Entwicklung zeitlich gut erfasst werden. Im basalen Bereich in 509 m Höhe, 3 bis 5 m über der Abbausohle, war ein markanter Bodenhorizont aufgeschlossen, der nach Süden leicht ansteigend über eine Strecke von rund 200 m verfolgt werden konnte. Etwa in Grubenmitte wurde im Wettlauf mit der Baggerschaukel das Profil KW 13 aufgenommen (Abb. 6). Es zeigte zwischen dünnen, unterbrochenen, organischen Bändern eine 2 bis 5 cm messende, unverwitterte graue Feinsandlage über einem 10 bis 15 cm verbräunten

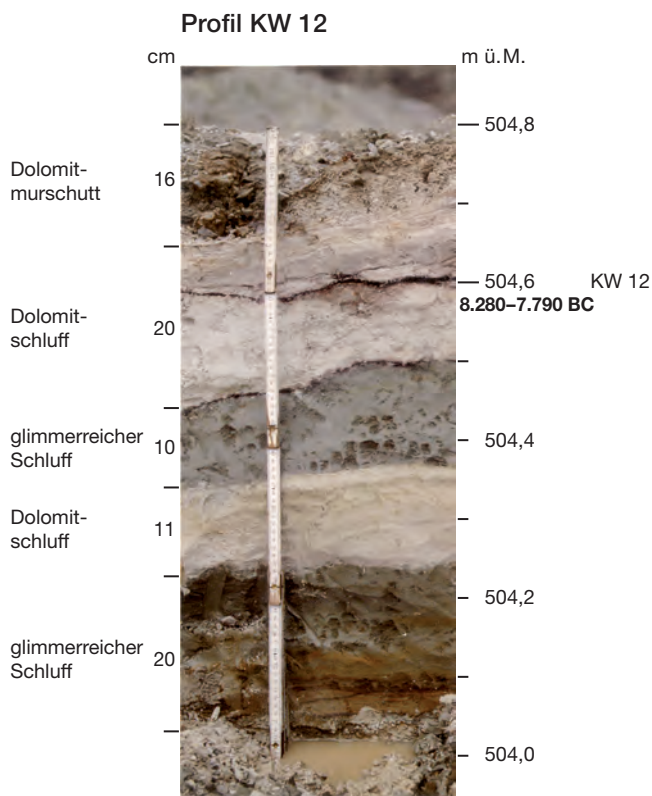


Abb. 4.
Das Sedimentprofil von KW 12. Aufnahme: 26.05.2002.

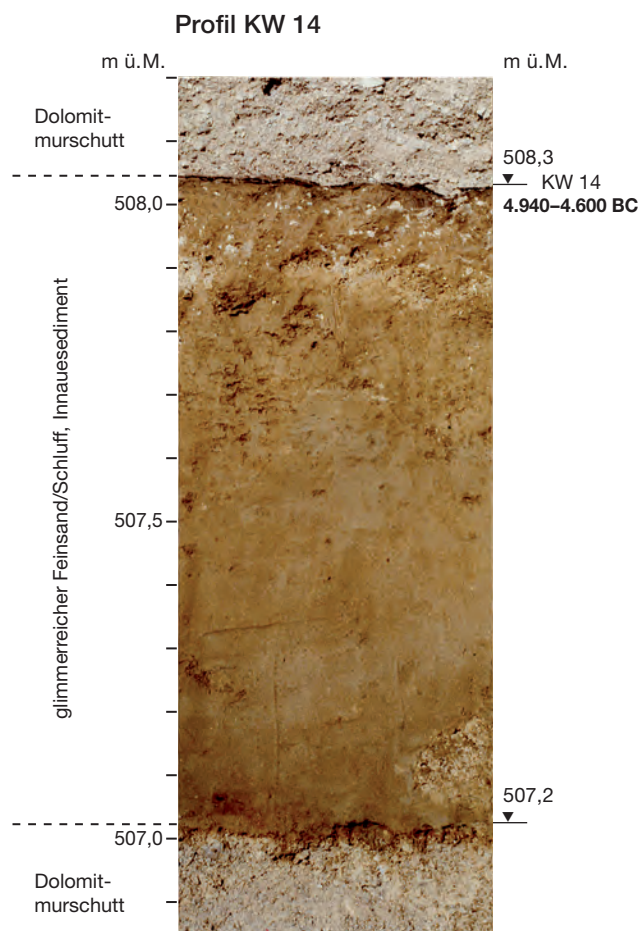


Abb. 5.
Das Sedimentprofil von KW 14. Aufnahme: 27.04.2003.

Verwitterungshorizont einer Bodenbildung mit Humusresten und Holzkohlepartikeln im Kontaktbereich des unteren organischen Bandes (Abb. 7). Die Holzkohle wurde datiert und ergab mit Probe KW 13 ein Alter von 10.900–10.000 BC (Tab. 1). Es ist damit das Ende der Bodenbildung und die Ablagerung des unverwitterten Feinsandbandes für die Jüngere Dryaszeit (10.900–9.700 BC) festgelegt. Für die Bodenbildung kann damit die Zeit des Alleröd-Interstadials zwischen 12.100 und 10.900 BC angenommen werden. Über dem Alleröd-Boden liegt 30–35 m Murschutt des Stubtalbaches. Dieser ist zum größten Teil während des Holozäns abgelagert worden. Der Schutt ist deutlich geschichtet und von mehreren schwachen Bodenhorizonten durchzogen, die kurze Sedimentationsunterbrechungen anzeigen. Von einem dieser Böden, der 12 m über KW 13 in 526 m Höhe beprobt werden konnte, ergab die Humuslage mit Probe KW 15 ein Alter von 3.020–2.880 BC (Abb. 6, Tab. 1). 8 m darüber liegt die hallstattzeitliche Kulturschicht, für deren Basis im Mittel aus den zwei Datierungen KW 7/8 (Profil A) das Alter von 971–828 BC bestimmt werden konnte (Abb. 6, 8). Die Datierungen aus diesen Kulturhorizonten werden im nachfolgenden Kapitel vollständig vorgelegt. Hier ist anzuführen, dass im dargestellten Profil A eine 1. Murschuttlage mit 0,9 m Sedimentstärke die Kulturschicht überlagert, die mit KW 9 auf 790–410 BC datiert ist (Abb. 8, Tab. 1). Ihr folgt eine 2., mindestens 5 m starke Murablagerung, die durch die beiden Daten KW 10 auf 380–170 BC (Abb. 8, Tab. 1), bzw. KW 5 in Profil B auf 400–200 BC (Tab. 1) festgelegt ist. Eine 3. Vermurung überdeckte zwischen 200 und 150 BC einen Brandopferplatz (LANG, 1998), allerdings waren in diesem Bereich die Sedimente durch Schotterabbauarbeiten bereits stark gestört.

Die kleinräumigen Murenereignisse, welche die Schuttkegel aufgebaut haben, weisen im Vergleich zur Entwicklung des Schwemmfächers und der Inntalsole deutliche Unterschiede auf. Der Großteil des Kegelmaterials ist zwischen 10.000 BC und 1.000 BC abgelagert worden. Ferner ist an den Murschuttkegeln keine Erosionsphase zu erkennen. Dagegen zeichnen sich die eisenzeitlichen Murenereignisse zwischen 800 und 0 BC in den Talsedimenten nicht ab.

Archäologische Befunde

Im Bereich der Schottergrube Wimpissinger sind durch die Abbauarbeiten mehrere vorgeschichtliche Fundstellen und zahlreiche Objektfunde zugänglich geworden. Baumeister Albert Kofler aus Angath hat im Jahr 1973 erstmals auf archäologische Funde aufmerksam gemacht, die im Zuge des Schotterabbaus unerkannt freigelegt und z.T. verlagert worden waren. In der Folge wurde durch MENGHIN (1974a, b) die wissenschaftliche Ausgrabung des Gräberfeldes begonnen, der im Jahr 1984 die Flächengrabung auf der Lus durch LANG (1986) folgte. Über den erreichten Kenntnisstand gibt die zusammenfassende Arbeit von LANG (1998) Auskunft. Dabei konnten vor allem die Verhältnisse und Aktivitäten während der Eisenzeit, mit einem Schwerpunkt in der Latènezeit, dargestellt werden. Bei den zitierten Grabungen von W. Sydow der Jahre 1987 bis 1990 wurde erstmals auch ein bronzezeitlicher Kulturhorizont erreicht (BUNDESDENKMALAMT, 1990: 202, 1991: 219f.). Mit den hier vorgelegten Grabungsergebnissen aus den



Abb. 6. Schottergrube Wimpissinger. Östliche Abbauwand Stubtalkegel mit Lage der untersuchten Profile A, B, KW 13 und KW 15. Aufnahme: 27.04.2003.

Jahren 2001 bis 2003 lassen sich jetzt die bronzezeitlichen Verhältnisse stratigrafisch und chronologisch präziser fassen.

Aus dem im südlichen Teil der Aufschlusswand gelegenen, 40–50 cm starken Kulturhorizont (Profil B in Abbildung 9) konnten schon bei der ersten Begehung (2001) in situ Keramikscherben, Schlacken, ein Kieferknochen vom Schwein und Backenzähne vom Rind geborgen werden. Darauf haben verstürzte Knochen- und Keramikbruchstücke in der Schutthalde unterhalb des Aufschlusses hingewiesen. Holzkohle von der Basis der Kulturschichte wurde für eine Datierung beprobt und ergab mit KW 1 ein Alter von 1.220–970 BC (Tab. 1). Damit war der tiefere Ab-

schnitt der Kulturschichte klar in die frühe Spätbronzezeit zu stellen. Im darauf folgenden Sommer 2002 wurde der Aufschluss für eine stratigrafische Aufnahme und Höhenvermessung nochmals aufgesucht und geputzt. Dabei wurde das Vorratsgefäß 1 gefunden, kurz darauf freigelegt (Abb. 10) und geborgen. Das Schichtprofil des Aufschlusses zeigt Abbildung 9.

Das 48 cm hohe Gefäß war an der Basis der Kulturschichte in feinkörnigem, unverwittertem Murschutt eingetieft. Das Aushubmaterial, mit dem das Gefäß in der Grube eingebettet wurde, war deutlich zu erkennen. Am oberen Gefäßrand lagen mehrere größere, kantige Steine, wie sie im Murschutt darüber und darunter nicht enthalten sind, somit zugetragen wurden. Sie dürften zur Abdeckung des Gefäßes verwendet worden sein. Gefäß und Abdecksteine waren von 30 cm lockerem, braunverfärbtem und 12 cm verdichtetem, schwarzem Kulturschutt überlagert, der zahlreiche Keramikscherben und Knochenreste enthielt. Darüber lag, scharf abgegrenzt, eine 410 cm mächtige Lage von Murschutt. Holzkohle vom Überlagerungskontakt ergab für Profil B (KW 5) ein Alter von 400–200 BC (Tab. 1). Damit ist mit der unterlagernden Kulturschichte eine von der Spätbronzezeit bis in die Latènezeit durchgehende, nicht erkennbar unterbrochene, menschliche Tätigkeit angezeigt.

Im Profil B ist nach der Murschuttablagerung nochmals eine dünne, 10 cm messende, obere Kulturschichte ausgebildet. Holzkohle aus diesem Horizont ergab mit KW 6 ein Alter von 200 BC bis 10 AD (Tab. 1). Damit wird ersichtlich, dass das Areal in der späten Latènezeit nochmals genutzt wurde, bevor es nach neuerlicher Murschuttdeckung endgültig verlassen wurde.

Um die Zeit der Gefäßnutzung einzugrenzen, wurde die Füllmasse desselben mit 2 Proben datiert. Probe KW 3 der oberen 15 cm der Füllung ergab 1.020–820 BC. Die Probe KW 4 aus dem unteren Füllungsmaterial ergab ein übereinstimmendes Alter von 1.050–830 BC (Abb. 9, Tab. 1). Daraus lässt sich ein Mittelwert KW 3/4 von 1.040–1.000 BC bestimmen. In dieser Zeit wurde das Gefäß mit Material aus der überlagernden Kulturschichte aufgefüllt und war nicht mehr als Vorratsbehältnis in Verwendung. Die Nut-



Abb. 7. Das Alleröd-zeitliche Bodenprofil mit Entnahmestellen (Pfeile) der Proben für KW 13. Aufnahme: 12.11.2002.

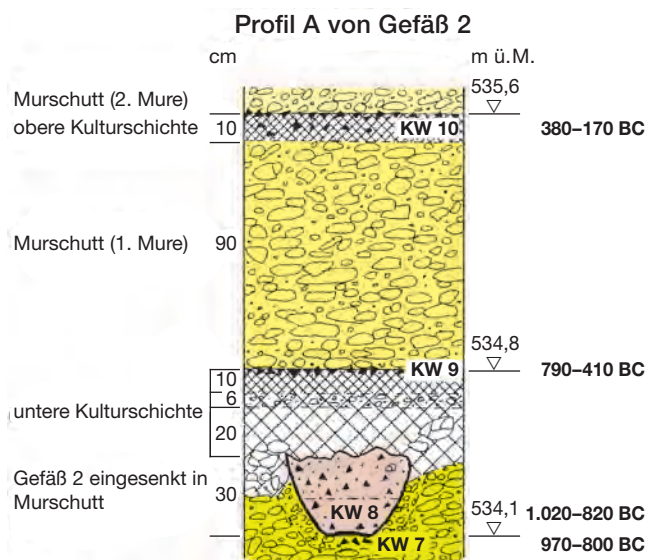


Abb. 8. Sedimentprofil (Profil A) von Gefäß 2 mit Lage der ¹⁴C-Proben.

zung lässt sich damit auf eine Zeit etwas vor 1.000 BC festlegen. Das Basisdatum der Kulturschicht KW 1 (1.220–970 BC) gibt dafür ein Maximalalter.

In der Aufschlusswand, 150 m nördlich von Profil B, wurde im Jahr 2002 das Profil A (Abb. 8) anlässlich der Auffindung und Bergung von Gefäß 2 aufgenommen. Das Profil war durch den Schotterabbau angeschnitten worden und das Gefäß dadurch nicht mehr vollständig erhalten. Die nachstehende Schichtfolge konnte eingemessen werden:

Auf unverwittertem Murschutt lag eine 30–35 cm starke, steinige und dunkelbraun verfärbte Kulturschicht, in die das Gefäß eingetieft war. Darüber folgte eine 6 cm sandige, als Gehorizont angesprochene Lage und ein 10 cm schwarzer, holzkohlereicher Nutzungshorizont, der von 90 cm unverfärbtem Murschutt abgedeckt war. Holzkohle vom Überlagerungskontakt ergab mit KW 9 als Überla-

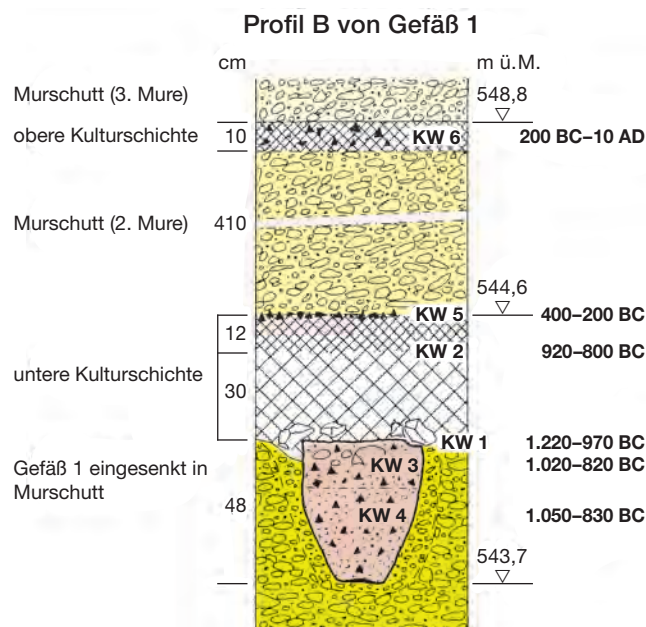


Abb. 9. Sedimentprofil (Profil B) von Gefäß 1 mit Lage der ¹⁴C-Proben.

gerungszeit 790–410 BC. Durch ein Plateau der Kalibrierungskurve ist diese Altersbestimmung eher unscharf, fällt aber klar in die Hallstattzeit. Der Murschutt war überlagert von einem 10 cm starken Boden. Eine Holzkohleprobe daraus ergab für KW 10 ein Alter von 380–170 BC, womit eindeutig ein Latène-zeitlicher Nutzungshorizont bestimmt ist. Darüber lag eine 490 cm mächtige Murschuttlage bis zur Höhe von 540,7 m aufgeschlossen.

Das Gefäß 2 (Abb. 11) war ebenfalls in den unterlagernden Schutt eingetieft. Die dafür ausgehobene Grube mit dem an der Gefäßaußenseite wieder eingefüllten Aushubmaterial zeichnete sich deutlich ab. Das Aushubmaterial enthielt auf der Grubensohle Holzkohle, die unter KW 7 auf 970–800 BC datiert wurde, womit die Zeit der Gefäßdeponierung festgelegt sein dürfte. Zur Kontrolle wurde aus dem unteren Bereich der Gefäßfüllung eine Holzkohleprobe datiert. Sie ergab mit KW 8 ein Alter von 1.020–820 BC, womit dieses innerhalb der Fehlergrenzen mit KW 7 übereinstimmt (Tab. 1). Der Mittelwert aus den beiden Altersbestimmungen beträgt 970–830 BC. Das Gefäß 2 ist innerhalb der Standardabweichung der Daten im gleichen Zeitraum wie Gefäß 1 genutzt worden. Mit der ¹⁴C-Methode ist ein eventuell vorhandener geringer Altersunterschied nicht feststellbar. Beide Gefäße sind jedenfalls in der Spätbronzezeit entstanden und verwendet worden.

Die Gefäße haben neben der Nutzungszeit noch weitere Gemeinsamkeiten. Sie sind mit einer mittleren Wandstärke von 8–10 mm im Verhältnis zur Größe relativ dünnwandig, einschließlich der Fingertupfenleisten wenig sorgfältig gefertigt, randlos und schlecht gebrannt. Das weist darauf hin, dass ihre Verwendung als im Boden eingegrabene Vorratsgefäße vorgesehen war. In beiden Gefäßen ist der Ton mit fein zerstoßenem Schlackengrus gemagert. Das lässt auf spätbronzezeitliche Metallbearbeitung im Gebiet schließen (STAUD in TOMEDI et al., 2013: 62–63).

Im Nahbereich der Gefäße waren zerbrochene, in einigen Fällen mit Hackspuren versehene Knochen zahlreich und mit Holzkohle vermengt. Damit ist auf einen Koch-Essplatz in der Nähe hingewiesen. Schließlich waren beide Gefäße leer und ausgeräumt, bevor sie Versturzmateriale wieder füllte. Die Plätze dürften planmäßig verlassen oder ausgeräumt worden sein. Weitere Untersuchungen zu den angesprochenen Fragen erscheinen sinnvoll.

Mit der detailreichen Datierung der Kulturschichten sind auch die Vermurungen im Gebiet zeitlich gut festleg- und abgrenzbar. Es ist an dieser Lokalität für das 1. Jahrtausend v. Chr. ein früher Einblick in die Auseinandersetzung der Menschen mit Naturereignissen gegeben.

Die Kundler Befunde im Vergleich zur nacheiszeitlichen Talentwicklung im Tiroler Gebirgsraum

Nachstehend soll gezeigt werden, wie die lokale Entwicklung im Gebiet von Kundl einer solchen im größeren Rahmen des Tiroler Gebirgsraumes entspricht. Dabei wird vor allem auf die Arbeit des Verfassers (PATZELT, 1987) zurückgegriffen, in der die genannte Fragestellung im Inntal zwischen Mötztal und Wattens erstmals behandelt wurde. In dieser Arbeit sind jedoch nur die konventionellen ¹⁴C-Probenalter angeführt, die damals noch nicht kalibriert wer-



Abb. 10.
Gefäß 1 in Auffindungslage. Aufnahme: 14.05.2002.



Abb. 11.
Gefäß 2 im Zuge der Freilegung und Bergung. Aufnahme: 29.05.2002.

den konnten. Sie werden hier neben allen anderen verwendeten Daten nach REIMER et al. (2013) erstmals auf Kalenderjahre umgerechnet (Tab. 1). In den letzten Jahren wurden die Altersbestimmungen am VERA-Labor in Wien mit der AMS-Methode durchgeführt, womit die Ereignisse jetzt zeitlich schärfer zu fassen sind.

Die spätglaziale und holozäne Talauffüllung

In spätglazialer Zeit, während des Bölling-Interstadials, lag im Kundler Schwemmkegelbereich zwischen 12.950 und 12.100 BC (KB 21) das Niveau der Inntalsole 6,4 m tiefer als das Aueniveau. Innerhalb einer großen Datierungunschärfe wird diese Zeitstellung durch das Datum der 7 km talaufwärts gelegenen KB 4/95 mit 15.800–12.100 BC bestätigt, das nach einer Kernbohrung bei Radfeld für Talbodedimente in 21,5 m Tiefe bestimmt wurde. Für diesen Zeitraum ist durch die Datierung eines Rentierknochens aus dem Tunnelaufschluss der neuen ÖBB-Trasse unter dem Matzenpark bei Brixlegg die damalige Talsohlenhöhe exakt erfasst, der in Innsedimenten 23 m unter dem heutigen Aueniveau ein Alter von 12.950–12.250 BC (BM 2; Tab. 1) ergeben hat (PATZELT, 2012). Damit sind die vorerst noch tiefe Lage der Inntalsole und eine rasche Aufschotterung derselben in dieser Zeit festgehalten, die bei Kundl bis 6,4 m unter das Aueniveau reichte.

Für die allerödzeitliche Bodenbildung und deren Abschluss in der Jüngeren Dryaszeit am Murschuttkegel des Stubtalbaches durch KW 13 (10.900–10.000 BC) liegt aus dem Inntalraum kein weiterer Befund vor. Allerdings ergab der Holzrest eines Baumstammes aus der Baugrube des Neubaus der Universitäts-Kopfclinic in Innsbruck im Jahr 1999 eine übereinstimmende Zeitstellung. Dieser Baumstamm lag in Schottern des Sillschwemmfächers, knapp über dem Verzahnungsbereich mit schluffigen Innsedimenten, 9 m tiefer als das Aueniveau. Die Baumaßnahmen ließen keine weiteren Untersuchungen zu. Die Holzprobe (IK 1) ergab mit 10.795–10.700 BC (Tab. 1) kein signifikant hö-

heres Alter als KW 13. Es fällt damit ebenso in die Jüngere Dryaszeit und belegt für diese Zeit ein deutlich tiefer gelegenes Sedimentationsniveau im Talsohlenbereich des Inn.

Im frühen Holozän zeichnet sich im Raum Kundl eine rasche Auffüllung im Talsohlenbereich ab. Um 8.280–7.790 BC (KW 12) lag das Inntalniveau bereits um 3,6 m höher als heute. Nach der Datierung von K 2b war um 5.730–5.490 BC der Aufbau des älteren Schwemmfächers noch im Gange. Mit KW 14 ist für 4.940–4.600 BC das Ende der Sedimentation datiert. Dabei lag das Hochflutniveau des Inn um 7 m höher als das heutige Aueniveau. Für diese Entwicklung gibt es aus dem Inntal mehrere zusätzliche Belege:

Bei Mötztal im Oberinntal hat der Klammbach mit der Schüttungs Oberfläche des Oberfeldes und bei Burg einen Schwemmfächer sedimentiert, der auf ein Inn-Niveau eingestellt war, das 14 m über der heutigen Aue lag. Die Hauptphase dieser Sedimentation ist für die Zeit zwischen 7.200–6.650 BC (MK 1) und 5.470–5.200 BC (MK 3) eingegrenzt (PATZELT, 1987: 98, Abb. 1; Tab. 1).

Bei der Kettenbrücke in Innsbruck-Mühlau ist um 6.640–6.480 BC (KB 5/5) der Beginn einer ca. 6 m starken Sand-sedimentation festgelegt (Tab. 1). Diese ist wahrscheinlich im Rückstau des Inn durch den Schwemmkegel Hall/Mils erfolgt. Für die Zeit davor hat über 1.500 Jahre lang überwiegend Torfbildung stattgefunden, woraus sich zumindest eine Stagnation der Talsohlenerhöhung ableiten lässt (für eine eventuelle Erosion in diesem Zeitraum fehlen Belege). Dieser Entwicklung entspricht auch die geringe Aufhöhung von 4,5 m am Kundler Schwemmfächer zwischen KW 12 (8.280–7.790 BC) und K 2b (5.730–5.490 BC).

Die nacheiszeitliche Sedimentationsentwicklung am Schwemmkegel von Hall/Mils ist chronologisch am besten erfasst. Zu den publizierten sieben Daten (PATZELT, 2008) sind inzwischen vier weitere dazugekommen, die in Tabelle 1 zusammengestellt sind. Damit lässt sich zei-

Ort	Proben Nr.	SH (m)	Δh AN (m)	Labor Nr.	conv. ^{14}C BP	kalib. BC/AD (2 σ)
-----	------------	--------	-------------------	-----------	--------------------------	----------------------------

Schwemmfächer Kundl und Umgebung

Radfeld	KB 4/95	488,4	-21,5	VRI-2014	13.400 \pm 600	15.800 BC–12.100 BC
Matzenpark	BM 2	502,4	-23,0	VERA-2224	12.435 \pm 35	12.950 BC–12.250 BC
Matzenpark	BM 1	524,6	+8,5	VERA-1948	12.405 \pm 50	12.900 BC–12.200 BC
Kundl	KB 21	496,6	-6,4	HD-12895	12.375 \pm 80	12.950 BC–12.100 BC
Kundl	KW 12	504,6	+3,5	VRI-2071	8.910 \pm 80	8.280 BC–7.790 BC
Kundl	K 2b	509,1	+4,5	VRI-1274	6.700 \pm 70	5.730 BC–5.490 BC
Kundl	KW 14	508,3	+7,3	VRI-2131	5.890 \pm 60	4.940 BC–4.600 BC
Maukenbach	MB 1	496,0	-12,0	VRI-1121	4.050 \pm 80	2.900 BC–2.300 BC
Kundl	KB 2/95	494,1	-9,0	VRI-2013	3.890 \pm 50	2.570 BC–2.190 BC
Kundl	K 5	500,6	-3,9	VRI-1277	1.060 \pm 50	870 AD–1.150 AD
Kundl	K 4	501,8	-2,7	VRI-1276	200 \pm 50	1.630 AD–1.950 AD
Kundl	K 3	502,3	-2,25	VRI-1275	200 \pm 50	1.630 AD–1.950 AD

Murschuttkegel vom Kragenjoch

Stubtal	KW 13	514	-	VERA-2671	10.440 \pm 35	10.900 BC–10.000 BC
Stubtal	KW 15	532	-	VERA-2983	4.320 \pm 30	3.020 BC–2.880 BC

Archäologische Befunde – Stubtalkegel

Profil B Gefäß 1	KW 1	544,2	-	VERA-2227	2.895 \pm 35	1.220 BC–970 BC
	KW 2	544,5	-	VERA-2228	2.715 \pm 35	920 BC–800 BC
	KW 5	544,6	-	VERA-2362	2.255 \pm 40	400 BC–200 BC
	KW 6	548,5	-	VERA-2363	2.085 \pm 35	200 BC–10 AD
Gefäß 1	KW 4	543,9	-	VERA-2361	2.795 \pm 40	1.050 BC–830 BC
	KW 3	544,1	-	VERA-2360	2.785 \pm 40	1.020 BC–820 BC
Profil A Gefäß 2	KW 9	534,8	-	VERA-2888	2.490 \pm 35	790 BC–410 BC
	KW 10	535,6	-	VERA-2366	2.200 \pm 35	380 BC–170 BC
Gefäß 2	KW 8	534,2	-	VERA-2765	2.790 \pm 40	1.020 BC–820 BC
	KW 7	534,1	-	VERA-2364	2.710 \pm 40	970 BC–800 BC

Nacheiszeitliche Talentwicklung im Inntal

Mötz-Klammbach	MK 1	662,0	-	HD-10857-10768	8.020 \pm 90	7.200 BC–6.650 BC
	MK 2	705,0	-	VRI-240	7.950 \pm 100	7.150 BC–6.550 BC
	MK 3	708,9	-	HD-10858-10773	6.310 \pm 45	5.470 BC–5.200 BC
Innsbruck-Klinik	IK 1	566,0	-9,0	Grn-24939	10.770 \pm 40	10.795 BC–10.700 BC
Innsbruck-Kettenbrücke	KB 5/1	567,5	-7,5	VERA-2985	9.595 \pm 35	9.180 BC–8.810 BC
	KB 5/2	569,4	-5,6	Hv-7625	9.400 \pm 90	9.150 BC–8.350 BC
	KB 5/3	570,8	-4,2	Hv-7624	8.905 \pm 60	8.260 BC–7.830 BC
	KB 5/4	572,0	-3,0	Hv-7623	7.695 \pm 95	6.770 BC–6.340 BC
	KB 5/5	572,1	-2,9	VERA-2984	7.740 \pm 35	6.640 BC–6.480 BC
	KB 4/1	570,7	-4,3	VERA-2986	6.260 \pm 35	5.320 BC–5.070 BC
Thaurer Felder	TF 1	566,2	+5,7	VERA-5286	7.595 \pm 30	6.485 BC–6.410 BC
Hl. Kreuz Osterfeld	HK 1	577,3	+17,3	VERA-4601	6.520 \pm 50	5.610 BC–5.370 BC
Hall-Kurpark	Hall 2	573,5	-	VRI-1123	8.680 \pm 120	8.250 BC–7.500 BC
	Hall 1	576,7	-	VRI-1122	7.760 \pm 120	7.050 BC–6.400 BC
Absam	AB 2	595,8	-	VERA-4598	7.100 \pm 40	6.060 BC–5.890 BC
	AB 1	597,6	-	VERA-4597	6.970 \pm 40	5.980 BC–5.740 BC
Mils	Mi 1	564,0	+8,0	VERA-4514	7.265 \pm 40	6.230 BC–6.070 BC
Remmelrain	RR 1	556,3	+0,3	Hv-6970	7.140 \pm 120	6.240 BC–5.740 BC
	RR 2	564,6	+8,6	Hv-5812	6.745 \pm 65	5.750 BC–5.530 BC
	RR 3	566,8	+10,8	Hv-6853	6.785 \pm 120	5.910 BC–5.480 BC
Reimmichlstr.	HR 1	576,2	+16,2	VRI-837	6.220 \pm 120	5.500 BC–4.850 BC
Volders	VNH 1	555,5	+1,5	VERA-1314	3.980 \pm 35	2.580 BC–2.340 BC
	VL 1	549,0	-3,0	VRI-1907	3.930 \pm 60	2.580 BC–2.200 BC
Wattens	WA 1	546,4	-2,9	VRI-882	9.730 \pm 120	9.500 BC–8.700 BC
	WA 2	551,6	+2,5	VRI-978	7.470 \pm 120	6.530 BC–6.060 BC

Vomp	VO 3/1	533,2	-2,2	VERA-4091	3.795 ± 35	2.350 BC–2.060 BC
	VO 3/2	533,1	-2,1	VERA-4092	3.625 ± 35	2.130 BC–1.890 BC
Münster-Hof	KB 28/1	519,1	-0,9	VERA-2672	7.870 ± 35	6.750 BC–6.000 BC
	KB 28/2	522,3	+2,3	VERA-2673	7.695 ± 30	6.600 BC–6.450 BC
Gadria-Schlanders	Gadria 1	820,0	-	(Fischer, 1990)	7.325 ± 115	6.420 BC–6.000 BC
Gadria-Laas	Gadria 2	840,6	-	HD-10859-10795	6.840 ± 40	5.810 BC–5.690 BC

Tab. 1.
Im Untersuchungsbereich verwendete Radiokarbondaten (AN = Aueniveau).

gen, dass die obersten 7 m Murschutt zwischen 8.000 und 5.000 BC abgelagert wurden. Die Ablagerungen am Remmelrain sind zwischen 6.240–5.740 BC (RR 1) und 5.910–5.480 BC (RR 3) erfolgt, in der gleichen Zeit wie in Kundl, wo eine solche mit K 2b für 5.730–5.490 BC festgelegt ist. Die Probe HR 1 in der Reimmichlstraße, die noch von 2 m Murschutt überlagert war, ergab 5.500–4.850 BC und fällt damit an das Ende der Sedimentationsperiode, die am Kundler Kegel mit KW 14 für 4.940–4.600 BC bestimmt ist.

In Wattens konnte die Aufschüttung einer Innterrasse im Verzahnungsbereich mit dem Wattenbachschwemmkegel für das ältere Holozän datiert werden. Die Probe WA 1 lag 2,9 m tiefer als das Aueniveau und ergab 9.500–8.700 BC. Die 5 m darüber gelegene Probe WA 2 ergab 6.530–6.060 BC. Das Ende der bis 3,3 m über das Aueniveau reichenden Terrassensedimentation muss kurz danach erfolgt sein. In diese Zeit fällt mit 8.280–7.790 BC das Datum KW 12 vom Kundler Kegel, wobei auch hier der Inn in einem 3,6 m höherem Niveau geflossen ist.

Im Gebiet der Gemeinde Münster im Unterinntal hat der Inn die Schuttkegel der nördlichen Talflanke, die im östlichen Abschnitt auf einem schmalen Terrassenrest auslaufen, auf einer Strecke von 5 km unterschritten. Die Oberkante der Erosionsböschung liegt bis zu 8 m über dem Aueniveau. Beim Ramplhof im Weiler Hof wurde auf der Terrassenoberfläche in 527,8 m Höhe die Kernbohrung KB 28/95 (POSCHER, 1997) abgeteuft (Abb. 12). Das Profil zeigt bis 525 m Höhe sandig-schluffiges, graues Stillwassersediment des Inn, das in den obersten 3 cm eine leichte Verbraunung einer initialen Bodenbildung aufweist. Darüber folgt eine über 2,5 m mächtige Wechsellagerung von kalkalpinen Sedimenten mit kantigen Komponenten.

Mit dem Profil ist eine Talsohlenhöhe belegt, die 5 m über dem Aueniveau lag. Pflanzenreste aus 870 cm Profiltiefe ergaben mit KB 28/1 ein Alter von 6.750–6.000 BC. Ein Holzstück aus 550 cm Profiltiefe war mit KB 28/2 6.600–6.450 BC alt (Tab. 1). Durch Extrapolation wurde für die Oberkante der Innsedimente 6.480–6.340 BC ermittelt. Die lokalen kalkalpinen Sedimente darüber sind unmittelbar danach abgelagert worden, zeitgleich mit den bereits genannten Beispielen von Mötz, Hall/Mils und Wattens. Sowohl das um 5 m erhöhte Talsohlniveau als auch die Zeit entsprechen den Verhältnissen, die am westlichen Kundler Kegel beschrieben wurden.

Zum dargestellten Ablauf im Inntal sind entsprechende Befunde vom Gadriakegel im Vinschgau (Südtirol) eine wichtige Ergänzung. Dieser mächtige Murschuttkegel sperrt das Tal und bildet zwischen Schlanders-Göflan und Laas eine Talstufe von über 130 m Höhe, in die sich die Etsch an der südlichen Talflanke in einer steilen Schluchtstrecke

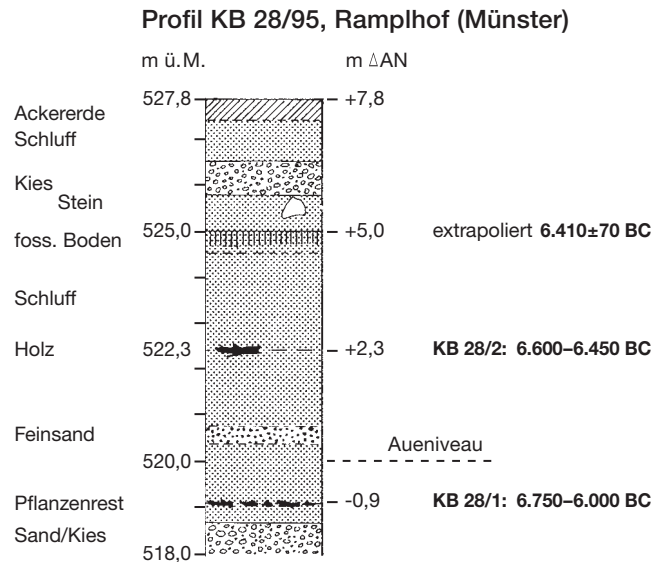


Abb. 12.
Sedimentprofil der Kernbohrung KB 28/95 beim Ramplhof (Münster).

über 60 m eingetieft hat. Hier konnte FISCHER (1990) östlich des Abzugsgrabens des Gadriabaches unter 40 m Murschuttüberdeckung, in einer Höhe von 820 m, über eine längere Strecke einen fossilen Boden verfolgen, in dem ein aufrecht stehender, vermurter Baumstamm ein Alter von 6.420–6.000 BC (Gadria 1) ergab (Tab. 1). Rund 1 km

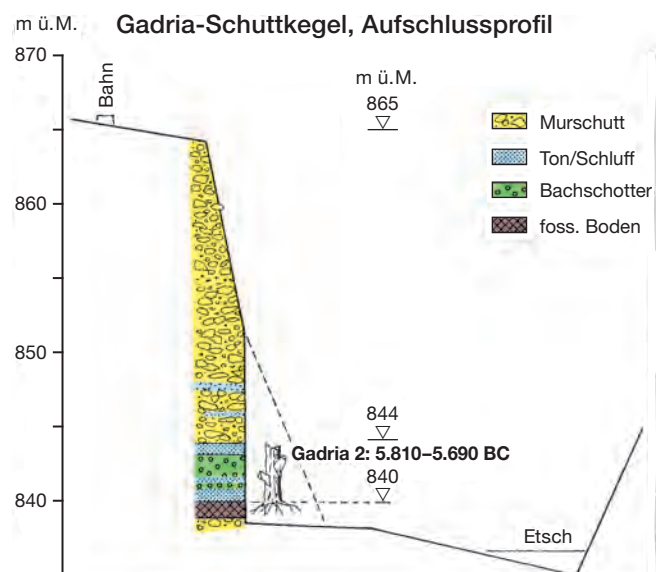


Abb. 13.
Aufschlussprofil im Bereich der Baumstammprobe Gadria 2, aufgenommen von R. RECHENMACHER (Kortsch).

flussaufwärts davon hat ein Etsch-Hochwasser im Sommer 1985 eine 12 m hohe, senkrechte Erosionsböschung aufgeschlossen, wobei an der Basis in 840 m Höhe ein fossiler Boden mit einem stehenden Baumstamm (*pinus sylvestris*; Bestimmung: H. HILSCHER, Botanisches Institut, Univ. Innsbruck) freigelegt wurde. Raimund Rechenmacher (Kortsch) hat das Profil aufgenommen (Abb. 13) und den Baumstamm beprobt. Die ¹⁴C-Datierung ergab ein Alter von 5810–5690 BC (Gadria 2, Tab. 1). Mit beiden Daten sind nach jeweils kurzer Zeit der Bodenbildung und des Baumwachstums Vermurungsereignisse datiert, die zeitlich sehr gut den Vorgängen im Inntal entsprechen. Mit Gadria 2 ist ein Ereignis festgelegt, das in die gleiche Zeit fällt, in der durch K 2b (5.730–5.490 BC) ein solches auch am Schwemmfächer von Kundl erfasst ist.

Die Bedeutung der Daten vom Gadriakegel liegt darin, dass sich damit, wie im Inntal, auch im zentralalpinen Trockengebiet des Vinschgau eine Periode starker Niederschläge und gegenüber heute veränderter Niederschlagsstruktur abzeichnet. Damit sind für diese Zeit Verhältnisse erfasst, die beiderseits des Alpenhauptkammes gleichzeitig und mit gleichen Folgen abgelaufen sind.

Die Erosionsphase des mittleren Holozäns

Die der Talauffüllung folgende Erosionsphase ist zeitlich noch unscharf abgegrenzt. Am Kundler Schwemmfächer ist mit KW 14 (4.940–4.600 BC) dafür ein Maximalalter festgelegt. Das Ende ist spätestens um 2.600 BC mit dem Beginn der nächsten Sedimentationsphase anzusetzen. Dabei hat sich der Inn als Vorfluter im Stirnbereich des Fächers um mehr als 13 m eingetieft und die Fächerflanken erosiv zurückgeschnitten. Der Tieferlegung des Vorfluters folgt die Wildschönauer Ache am Kegelscheitel mit einer trichterförmigen Ausräumung des Kegelmaterials (Tafel 1).

Diese Eintiefungsphase ist an den meisten großen Schwemmfächern und im Talsohlenbereich durch Erosionsböschungen angezeigt. Sie ist aber selten zeitlich konkret festzulegen.

In Mötz/Klambach gibt das Ende der Schuttfächerse-dimentation um 5.470–5.200 BC (MK 3) ein Maximalalter für den Beginn des Einschneidens. Zeitlich gut abgegrenzt ist die Erosionsphase am Schwemmkegel von Hall/Mils. Hier ergab die Datierung von HK 1 mit 5.610–5.370 BC eine Zeitmarke, die knapp vor dem Ende der Schwemmkegelablagerungen liegt (Tab. 1). Die nachfolgende Eintiefung des Inn und die Ausräumung des Talsohlenbereichs werden durch eine 10–15 m hohe Erosionsböschung von Heiligkreuz über Hall bis zum Rammelrain eindrucksvoll angezeigt. Diese Eintiefung ist durch die Datierung eines eingeschwemmten Baumstammes zeitlich eingegrenzt, der in einer Baugrube in der Johannesfeldstraße in Volders, 3 m unter Aulehmüberdeckung und 9 m tiefer als die Böschungskante des Schwemmkegels, freigelegt wurde. Die Datierung des Baumstammes ergab unter VL 1 ein Absterbealter von 2.580–2.200 BC (Tab. 1). Dieses entspricht gut dem Alter von KB 2/95 (2.570–2.190 BC) aus der Erosionsrinne des Inn vor der Stirn des Schwemmfächers von Kundl. Das Mindestalter für das Ende der Erosionsphase ist damit für eine Zeit etwas vor 2.600 BC zweifach belegt.

Die Talsohlenentwicklung im jüngeren Holozän

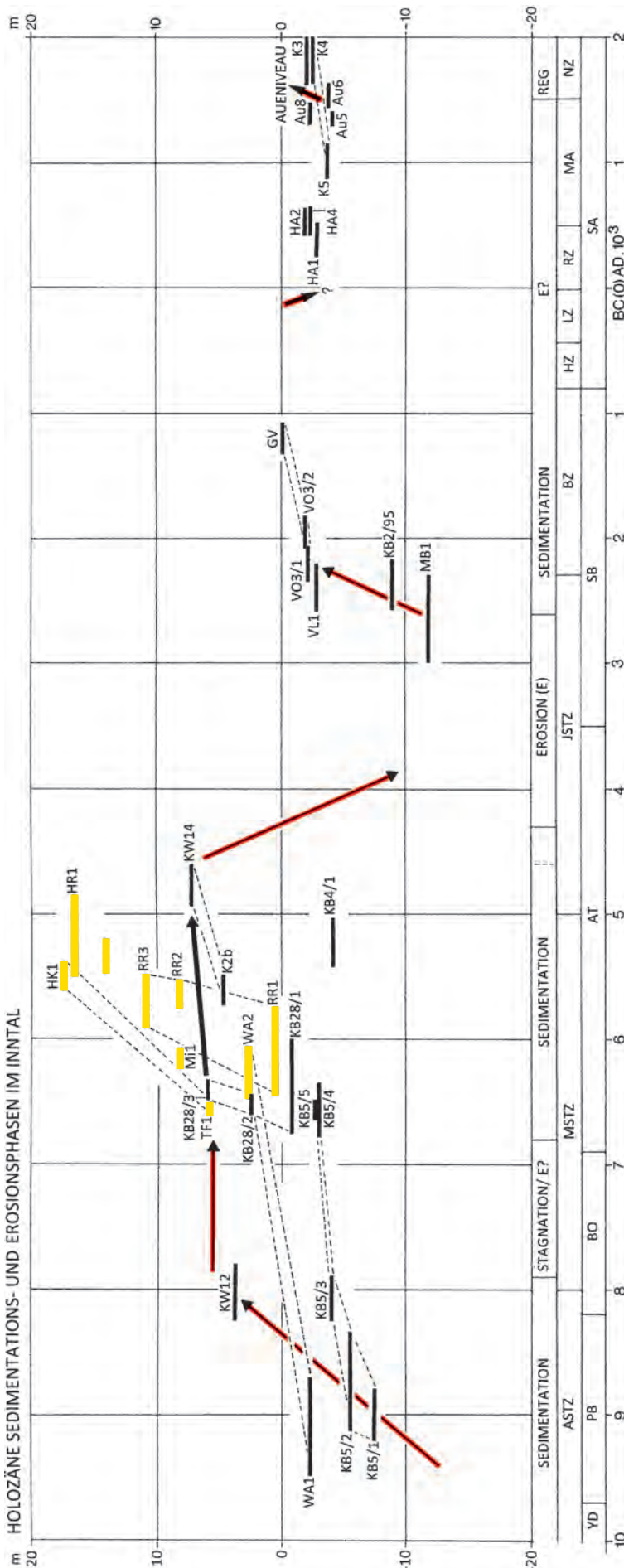
Im Bereich der Mündung der Wildschönauer Ache hat der Inn nach 2.570–2.190 BC (KB 2/95) ca. 9 m Sande und Schotter abgelagert (Abb. 2). Auch der Schwemmfächer der Ache hat in dieser Zeit aufgelandet, wieviel, ist nicht bekannt.

Für diese Sedimentation ist aus dem Inntal im Raum von Vomp bei Schwaz ein weiterer, zeitlich gut festgelegter Anhaltspunkt gegeben. Im Rahmen archäologischer Ausgrabungen wurden hier die Flussablagerungen im Bereich des Gräberfeldes von Vomp untersucht. Dabei konnte auf Innschottern eine kurzzeitige Bodenbildung für die Zeit zwischen 2.350–2.060 BC (VO 3/1) und 2.130–1.890 BC (VO 3/2) festgelegt werden, die von über 2 m Aulehm überlagert ist (Tab. 1). Die Sedimentation dieser Aulehm-lage hat um ca. 2.000 BC begonnen, in der gleichen Zeit, wie die vorhin genannte Aufschüttung des jüngeren Kundler Schwemmfächers. In die Ausedimente bei Vomp wurden ab 1.330 BC bis mindestens 1.080 BC (GV) spätbronzezeitliche Gräber eingetieft (SÖLDER, 2012). Der Gräberhorizont wurde in Vomp nachträglich bei Hochflutereignissen nur noch von 30–50 cm Aulehm überlagert.

Die verstärkte Murenaktivität, die für die Hallstattzeit im Bereich der Wimpissinger Schottergrube festgestellt wurde, war am Schwemmfächer von Kundl bisher nicht fassbar.

Für die Sedimentationsvorgänge in historischer Zeit ist am Kundler Schwemmfächer durch die „Jüngste Schüttung“ (Tafel 1, 2) ein Hinweis auf verstärkten Schutteintrag gegeben. Weiters ist im Bereich der Innaue westlich von Kundl der Beginn erhöhter Sedimentation für eine Zeit ab 870–1.150 AD (K 5) festgelegt. Diese jüngsten Hochflutablagerungen sind durch Baumaßnahmen, wie Dammbauten am Inn, Entwässerungsgräben und Verkehrsbauten ab dem 19. Jahrhundert stark verändert und lassen sich nur an wenigen Stellen ungestört fassen. Bei der Untersuchung im Bergsturzgebiet vom Pletzackkogel bei Kramsach (PATZELT, 2012: 34) ergaben sich jedoch in der Innaue klare Hinweise für eine verstärkte mittelalterliche Hochflutsedimentation und damit verbundene Bau- und Regulierungsmaßnahmen ab dem 15. Jahrhundert (HAMMER, 1898: 267). Für das Jahr 1.275 AD ist in Hall/Tirol ein Hochflutereignis mit einer Auflandung von über 2 m erfasst (ZANESCO et al., 2008). Dieses Ereignis fällt in den Zeitraum der Klimaver-schlechterung, die ab der 2. Hälfte des 13. Jahrhunderts mehrfach gut belegt ist (PATZELT, 2015). Die Jahrhunderte davor sind jedoch durch eine Klimaentwicklung gekennzeichnet, die als mittelalterliche Warmphase der Klimagegenwart ähnlich war. Für die ab dieser Zeit nachweisbare erhöhte Sedimentation im Auenbereich dürfte verstärkter Bodenabtrag als Folge der Rodungstätigkeit und des Siedlungsausbaues einen Beitrag geliefert haben.

Abb. 14.
Die stratigrafisch normierten Radiokarbonaten auf der Zeitachse des Holozäns. Die Probenbezeichnungen entsprechen den Probennummern der Tabelle 1. Die Proben HA (Innsbruck Harter Au), AU (Völser Au) und GV (Grabung Vomp) sind in der Tabelle 1 nicht aufgenommen. Schwarze Balken: Radiokarbonaten aus Sedimenten der Talsohle. Gelbe Balken: Radiokarbonaten aus Schwemmkegelsedimenten. Die Pfeile (rot) zeigen die Tendenz der Talsohlenentwicklung an. REG: Flussregulierungen. ASTZ: Altsteinzeit. MSTZ: Mittelsteinzeit. JSTZ: Jungsteinzeit. BZ: Bronzezeit. HZ: Hallstattzeit. LZ: Latènezeit. RZ: Römerzeit. MA: Mittelalter. NZ: Neuzeit. YD: Jüngere Dryas. PB: Praeboreal. BO: Boreal. AT: Atlantikum. SB: Subboreal. SA: Subatlantikum. ▶



Klimageschichtliche Interpretation der erfassten Vorgänge

Die dargestellten Vorgänge im Talsohlenbereich und an den Schwemmkegeln sind im Wesentlichen klimagesteuert abgelaufen. Dies gilt vor allem für das ältere Holozän, in dem menschlicher Einfluss auf das Abflussverhalten der Gewässer durch Waldbewirtschaftung auszuschließen ist. Zwischen 8.000 BC und 4.500 BC ist der Inn in einem bis zu 7 m höheren Niveau geflossen, als das Aueniveau der Gegenwart verläuft. Von 6500 BC bis 5.000 BC ist eine ausgeprägte Sedimentationsperiode der Schutt- und Schwemmkegel der Seitenbäche gut belegt (Abb. 14). In dieser Zeit hat die Waldgrenze in den Zentralalpen auf über 2.500 m die größte Höhenlage während des Holozäns erreicht (STAFFLER et al., 2011). Daraus lässt sich eine deutlich höhere Sommertemperatur ableiten, die 0,5° bis 0,7° über dem Mittelwert der Gegenwart lag (PATZELT, 2014). Die verstärkte Sedimentation bei temperaturbedingt hochreichender Waldvegetation lässt sich durch veränderte Niederschlagsverhältnisse erklären. Deutlich erhöhte Niederschlagsmengen können zu der verstärkten Schuttführung der Seitenbäche und zur Aufhöhung der Talsohle geführt haben.

Die nachfolgende Erosionsphase ist zeitlich noch unscharf festgelegt. Sie dürfte im Bereich des Kundler Schwemmfächerscheitels im frühen Subboreal um 3.000 BC mit einer Eintiefung von 13 m unter das gegenwärtige Aueniveau den Höhenpunkt erreicht haben. Diese Erosionsphase lässt sich im ganzen Inntal nachweisen. Sie ist die Folge von verringerter Sedimentführung der Fließgewässer, die mit einer Abnahme der Niederschlagsmengen erklärt werden kann.

In der darauf folgenden Sedimentationsphase wird das Aueniveau wieder erreicht. In welchem Ausmaß dazu die ab der frühen Bronzezeit einsetzende, verstärkte Rodungstätigkeit im Gebirgsraum (OEGGL, 2012; PATZELT, 2013) beigetragen hat, muss noch eingehender untersucht werden. Nachweisbar ist der anthropogene Einfluss auf die Sedimentführung der Fließgewässer ab dem Hochmittelalter.

Dank

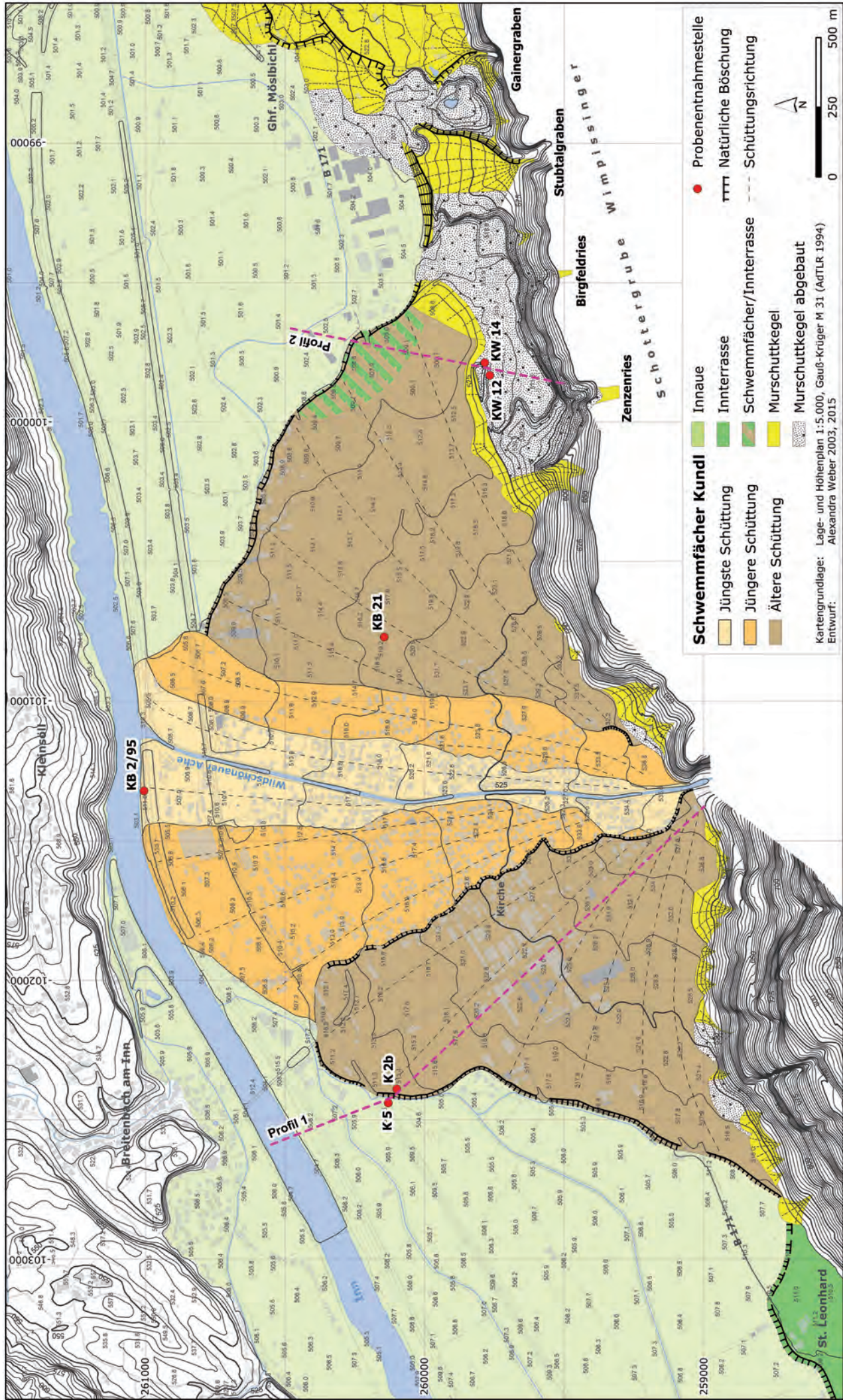
Der Verfasser dankt für die in freundschaftlicher Weise gepflegte und über 30 Jahre zurückreichende, schöne Zusammenarbeit mit Univ. Prof. Dr. WALTER KUTSCHERA, Dr. EDWIN PAK und Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. EVA WILD am VERA-Laboratorium der Universität Wien. Beide Verfasser danken auch Herrn PETER PINDUR (Münster) für stets gewährte Mithilfe, vor allem bei der Kartenherstellung. Dank gebührt weiters Herrn Mag. THOMAS HOFMANN und Herrn Dr. JÜRGEN M. REITNER für die Unterstützung bei der Übersetzung der englischsprachigen Manuskriptteile.

Literatur

- BUNDESDENKMALAMT (1990): Fundbericht aus Österreich, **28** (1989), 202, Wien.
- BUNDESDENKMALAMT (1991): Fundberichte aus Österreich, **29** (1990), 219–220, Wien.
- DÖRRER, F. (1968/1972): Karteikarten Innkarte. – Tiroler Landesarchiv, Karten und Pläne, Nr. 5201–5206, Innsbruck.
- FISCHER, K. (1990): Entwicklungsgeschichte der Murkegel im Vinschgau. – *Der Schlern*, **64/2**, 93–96, Bozen.
- HAMMER, H. (1898): Die Bauten Herzog Siegmunds des Münzreichen von Tirol. – *Zeitschrift des Ferdinandeums*, **3.F.**, 205, Innsbruck.
- HEINISCH, H. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Bereich Wildschönau-Auffach auf Blatt 120 Wörgl. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148/2**, 247–248, Wien.
- KREUSS, O. (2008): GEOFAST-Karte 1:50.000, Blatt 120 Wörgl. Ausgabe 2010/11. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- LANG, A. (1986): Vorgeschichtliche Funde zwischen Zenzen- und Birgfeldrieß bei Kundl. – In: BACHMANN, H. (Hrsg.): Kundl, 45–57, Innsbruck.
- LANG, A. (1998): Das Gräberfeld von Kundl im Tiroler Inntal. – Studien zur vorrömischen Eisenzeit in den Zentralen Alpen (= Frühgeschichtliche u. provinzialrömische Archäologie, **2**), 516 S., Rahden.
- MENGHIN, O. (1974a): 1. Vorbericht über das neuentdeckte latènezeitliche Gräberfeld der Fritzens-Sanzeno-Kultur im Unterinntal. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **54**, 171–181, Innsbruck.
- MENGHIN, O. (1974b): Über das Gräberfeld Kundl im tirolischen Unterinntal. – *Bayerische Vorgeschichtsblätter*, **39**, 80–92, München.
- MILLER, P. (1825): Plan des Inn und der Sohle des Innthales von Wörgl–Straß 1:7.200, Blatt 3, Wörgl–Straß. – Tiroler Landesarchiv, Karten und Pläne Nr. 5203, Innsbruck.
- OEGGL, K. (2012): Vom Ulmensterben zur Waldverwüstung: anthropogene Vegetationsveränderungen in den Alpen seit dem Neolithikum. – *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft*, **25**, 95–107, Hannover.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **67**, 93–123, Innsbruck.
- PATZELT, G. (2008): Der Schwemmkegel von Hall. – In: ZANESCO, A. & SCHMITZ-ESSER, R. (Hrsg.): Forum Hall in Tirol, Neues zur Geschichte der Stadt, **2**, 12–21, Hall/Tirol.
- PATZELT, G. (2012): Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **152**, 25–38, Wien.
- PATZELT, G. (2013): Datierung von Feuerstellen in prähistorischen Hirtenhütten im Waldgrenzbereich ostalpiner Gebirgsgruppen. – *Praearchos*, **4**, 8–73, Innsbruck.
- PATZELT, G. (2014): Die nacheiszeitliche Klimaentwicklung in den Alpen im Vergleich zur Temperaturentwicklung der Gegenwart. – *Schriftenreihe des Europäischen Instituts für Klima und Energie*, **2**, 5–19, Jena.
- PATZELT, G. (2015): Holozäne Gletscher- und Waldgrenzentwicklung im Bereich des Schlatenkeeses, Venedigergruppe, Osttirol. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **47/48**, 91–99, Innsbruck.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **104/1**, 1–150, 7 Taf., Wien.
- POSCHER, G. (1997): In: IGT Geotechnik und Tunnelbau ZT GmbH: Ergebnisberichte zur Baugeologischen Erkundung (Bohrprofile). – Umweltverträglichkeitserklärung UVE Ausbau Unterinntal, Projektabschnitt Kundl/Radfeld-Wiesing, Fachbereich W2, Unveröffentl. Bericht, 96 S., 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., HAFLIDASON, 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., TURNER, 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, Tuscon.
- REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger, bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148/2**, 248–254, Wien.
- SÖLDER, W. (2012): Die spätbronzezeitliche Nekropole Fiecht-Au bei Vomp im Tiroler Unterinntal. – Plattform, Zeitschrift des Vereins für Pfahlbau und Heimatkunde, **19/20** (2010/2011), 24–35.
- STAFFLER, H., NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2011): Postglaziale Waldgrenzentwicklung in den Westtiroler Zentralalpen. – *Gredleriana*, **11**, 93–114, Bozen.
- TOMEDI, G., STAUD, M. & TÖCHTERLE, U. (2013): Zur Bedeutung des prähistorischen Bergbaus auf Kupfererz im Raum Schwaz-Brixlegg. – In: MONTANWERKE BRIXLEGG AG, OEGGL, K. & SCHAFER, V. (Hrsg.): Cuprum Tyrolense – 5550 Jahre Bergbau und Kupferverhüttung in Tirol. – 55–70, Brixlegg (Edition Tirol).
- WEBER, A. (2003): Geomorphologische Untersuchungen im Raum Kundl. – Diplomarbeit Universität Innsbruck, 106 S., Innsbruck.
- ZANESCO, A., NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2008): Die Überschwemmung der Unterstadt von Hall im Jahre 1275. – In: ZANESCO, A. & SCHMITZ-ESSER, R. (Hrsg.): Forum Hall in Tirol, Neues zur Geschichte der Stadt, **2**, 40–53, Hall/Tirol.

Tafel 1

Der Schwemmfächer von Kundl. Gliederung und Lage der Profile 1 und 2.



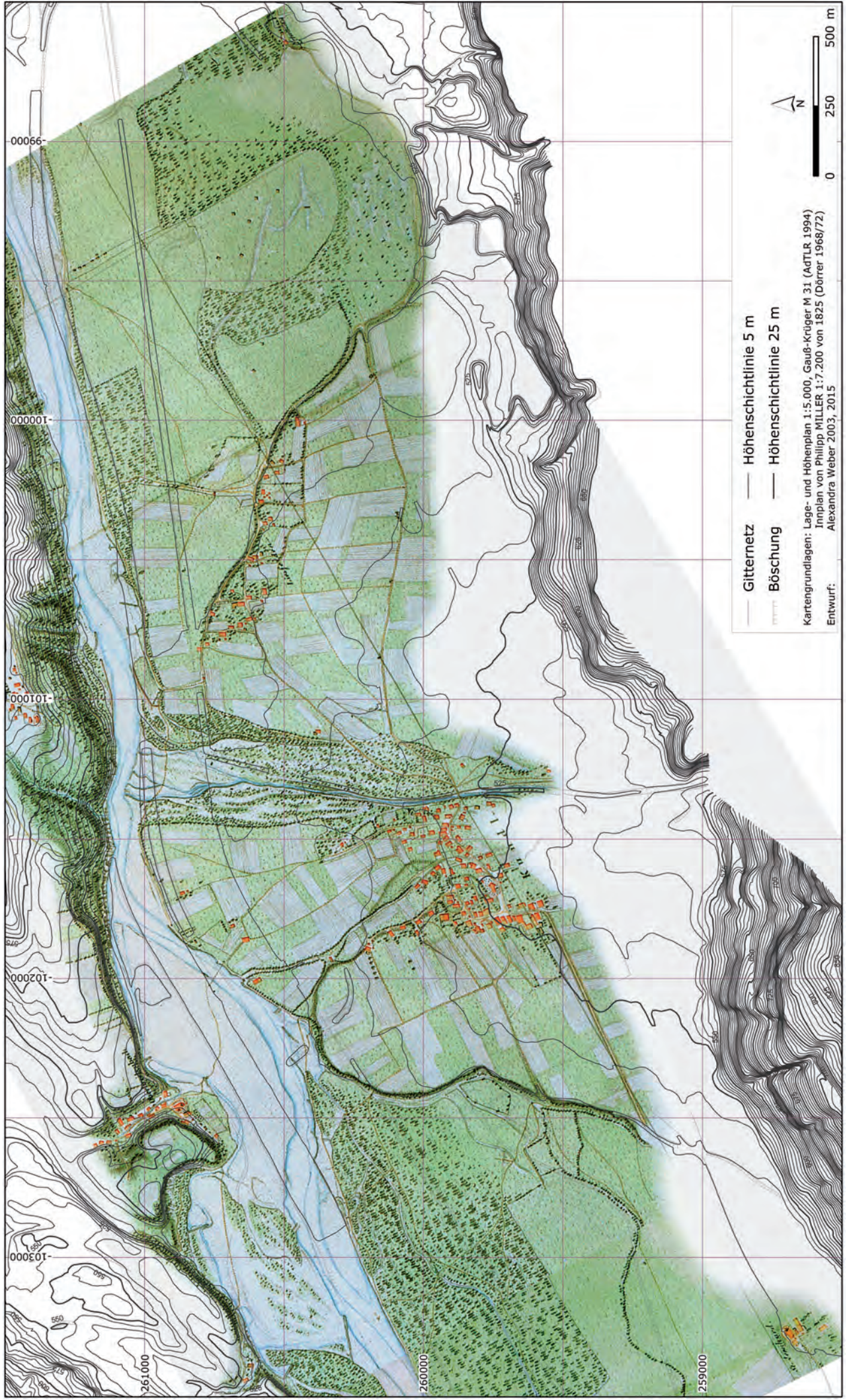
- Schwemmfächer Kundl**
- Innere
 - Jüngste Schüttung
 - Jüngere Schüttung
 - Ältere Schüttung
 - Innerrasse
 - Schwemmfächer/Innerrasse
 - Murschuttkegel
- Probenentnahmestelle**
- Natürliche Böschung
 - Schüttungsrichtung
 - Murschuttkegel abgebaut

Kartengrundlage: Lage- und Höhenplan 1:5.000, Gauß-Krüger M 31 (ADTLR 1994)
 Entwurf: Alexandra Weber 2003, 2015



Tafel 2





Der Schwemmfächer von Kundl und der Verlauf des Inn nach dem Plan von PHILLIP MILLER von 1825.

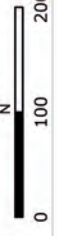


Tafel 3

Die Schottergrube der Firma Wimpissinger. Lage des Querprofiles 2 und der datierten Fundorte.



-  Meßpunkt Gräberfeld
 -  Gräberfeld
 -  Grabungsfläche Lang
 -  Probenentnahmestelle
- Grabung Sydow**
 Kartengrundlage: Lage- und Höhenplan 1:5.000, Gauß-Krüger M 31 (AdTLR, 1994)
 Orthofoto 1999 (BEV, 1999)
 Entwurf: Alexandra Weber 2003, 2015



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2015

Band/Volume: [155](#)

Autor(en)/Author(s): Patzelt Gernot

Artikel/Article: [Die nacheiszeitliche Entwicklung des Schwemmfächers von Kundl und des Talraumes im Inntal \(Tirol\) 11-31](#)