



Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern – Teil 1: Der Achenseedamm

GERHARD POSCHER*)

7 Abbildungen, 5 Tabellen und 1 Tafel

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 119, 120

Tirol
Inntal
Pleistozän
Quartärgeologie
Glazialgeologie

Inhalt

Zusammenfassung	171
Abstract	172
1. Allgemeines	172
1.1. Kenntnisstand	172
1.2. Methodik	172
2. Fazieller Aufbau des Achenseedammes	173
2.1. Konglomerierte Karbonatkiese basaler Schwemmfächer	173
2.2. Proglaziale und randglaziale Sedimente	173
2.2.1. Sand-Kies-Fazies	173
2.2.2. Schluff-Ton-Fazies	176
2.3. Lakustrine Sedimente	176
2.4. Deltasedimente	176
2.4.1. Distale Deltasedimente – Prodeltafazies	176
2.4.2. Delta-Foreset und Delta-Topset	176
2.5. Glaziale Sedimente	176
3. Sedimentpetrographische Charakterisierung	177
3.1. Petrographische Zusammensetzung der Kiesfrachten	177
3.1.1. Karbonatkiese	177
3.1.2. Sand-Kies-Fazies und Deltafazies	177
3.1.3. Dropstone-Frachten	178
3.1.4. Glaziale Sedimente	178
3.2. Granulometrie	178
3.3. Schwermineralpetrographie, Geochemie	179
4. Genese des Achenseedammes	182
4.1. Sedimentpetrographische Aspekte	182
4.2. Fazielle Zusammenhänge	182
5. Resümee	183
Literatur	186

Zusammenfassung

Auf Basis einer lithofaziellen Detailkartierung und ergänzenden sedimentpetrographischen Untersuchungen wurde die Sedimentationsgeschichte des Achenseedammes analysiert. Ursprüngliche Ansichten von PENCK aus der Frühzeit der Quartärforschung im Inntal, die später widerlegt wurden, konnten im Zuge der Neubearbeitung bestätigt werden.

Der Achenseedamm ist hauptsächlich ein Produkt pro- und randglazialer Sedimente, die in Zusammenhang mit einem Vorstoß des Zillertalglätschers akkumulierten.

Wegen des Fehlens eindeutiger Hinweise für ein Überfahren des Achenseedammes durch einen Zweig des Inngletschers kann eine spätglaziale Entstehung desselben nicht ausgeschlossen werden.

Unabhängig von der chronostratigraphischen Zuordnung des Ereignisses wird der Nachweis geführt, daß der Zillertalglätscher in ein weitestgehend eisfreies Inntal vorgestoßen ist. Dadurch erfolgte eisrandnah eine Änderung des Sedimenttransfers quer zur Richtung des Inntales in Richtung Nordwest in das Achantal. Unabhängig von der chronostratigraphischen Zuordnung ist dieses Ergebnis auch von Interesse für die Interpretation lakustriner Sedimentationsphasen innerhalb der pleistozänen Terrassensedimente des Inntals.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. Ing. GERHARD POSCHER, Ingenieurgemeinschaft Lässer-Feizlmayr, A-6020 Innsbruck, Framsweg 16.

Facies and Genesis of Pleistocene Terraces of the Tyrolean Inn Valley and its Branch Valleys – Part 1: The Dam of Lake Achensee

Abstract

Facies and genesis of the dam of Lake Achensee were analysed by detailed lithofacial mapping and additional petrological work. Sedimentary facts allowed to verify the original theories of research done by PENCK and others approximately 100 years ago.

It will be shown that accumulation in front of and beside the advancing Zillertal Glacier finally caused the dam of Lake Achensee. Definite proofs are missing that a branch of the Inn Glacier overrode the dam of Lake Achensee. Therefore it cannot be excluded that this dam has its origin in the Late Glacial period.

Without considering the chronostratigraphical course of this event, it is possible to prove that the Zillertal Glacier advanced into an almost unglaciated Inn Valley. That is the reason why sediment-transfer at the ice edge was directed Northwest into the Achental Valley crossing the Inn Valley.

Without taking the missing chronostratigraphical facts into consideration, the possibility for crossing and damming of the Inn Valley by sediments of a branch valley glacier is shown. This is of importance for the continuing discussion about genesis of lacustrine sediments within the pleistocene outwash terraces.

1. Allgemeines

1.1. Kenntnisstand

Die Abdämmung des Achensees gegen das Inntal erfolgt durch eine Lockersedimentterrasse (Abb. 1, 2), die sich als Talverbau in zwei Stufen insgesamt rund 400 m über die Sohle des Inntales erhebt. Zum quartärgeologischen Kenntnisstand dieser Talverbauung haben insbesondere die Arbeiten von PENCK (1882, 1902, 1922), BLAAS (1889), AMPFERER (1904, 1939) und AMPFERER & PINTER (1927) beigetragen.

Im Zuge geologischer Arbeiten im Gebiet des Achenseedamms (POSCHER, 1989, 1991, 1992) wurden fazielle Zusammenhänge erkannt, die für das Verständnis pleistozäner Sedimentationsprozesse im Tiroler Inntal von prinzipiellem Interesse sind. Ursprüngliche Ansichten von PENCK (1882, 1902) werden durch fazielle und sediment-petrographische Fakten in vielen Punkten bestätigt.

Einzelne Sedimentationseinheiten des Achenseedammes wurden übereinstimmend von PENCK (1882), BLAAS (1889) und AMPFERER (1904) beschrieben.

Während jedoch PENCK (1902) und ursprünglich auch AMPFERER (1905) die Auffassung vertraten, daß der Achenseedamm im Zuge randglazialer Sedimentation im Nah-

bereich eines vorstoßenden Gletschers aus dem Zillertal entstanden sein mußte, kam AMPFERER (1907) zur Ansicht, daß der Achenseedamm nur den Rest einer interglazialen "Inntalaufschüttung" darstellt, die in tektonischen Verstärkungen der Talsohle des Inntales ihre Ursache haben soll (AMPFERER 1908 a,b).

PENCK (1902) vertrat ursprünglich die Auffassung, daß der heutige Achensee den Rest eines permanent gewordenen Eisrandsees darstellt, während AMPFERER (1904, 1905) das Seebecken als erosiv entstandene glaziale Wanne interpretierte. Später schloß sich PENCK (1922) weitestgehend den Ansichten von AMPFERER (1908a,b) an, während jedoch AMPFERER (1939) durch das Auffinden von Driftblocksanden den ursprünglichen Ansichten von PENCK (1902) wiederum näher trat. Nennenswerte jüngere Untersuchungen zur Fazies und Genese des Lockersedimentkomplexes südlich des Achensees liegen nicht vor.

1.2. Methodik

Die geologisch-morphologische Aufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 5.000 als lithofazielle Detailkartierung. Das Kartierungsergebnis basiert auf der Aufschlußsituation der Jahre 1989–1991.

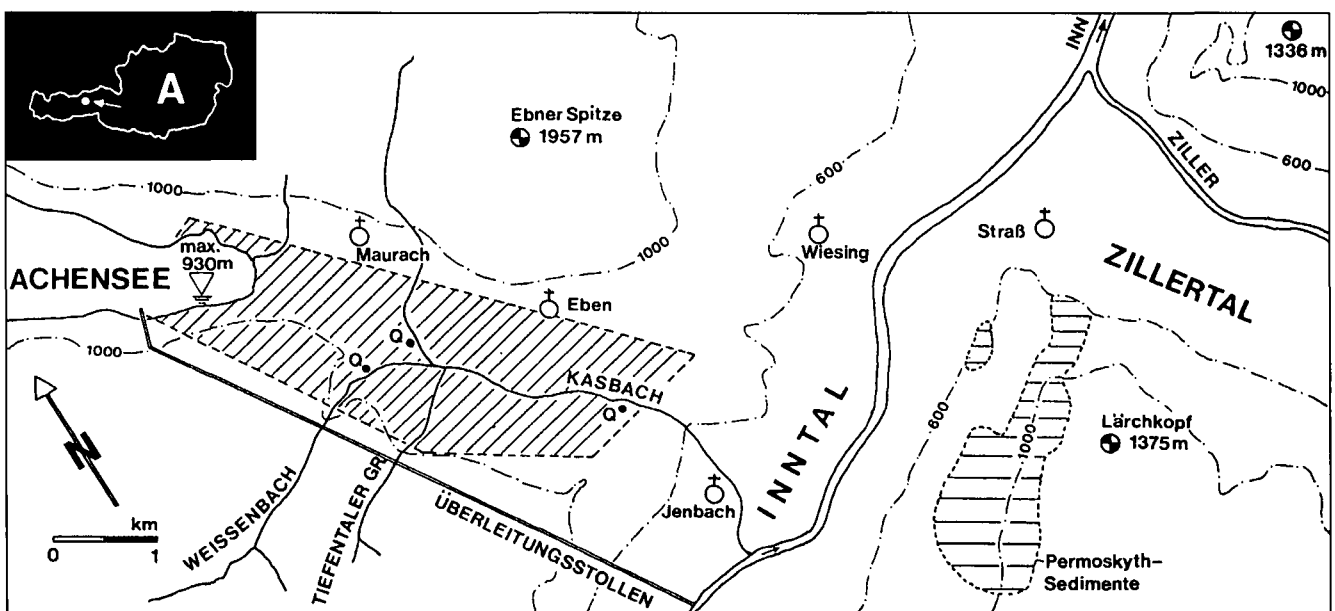


Abb. 1. Lage des Kartierungsgebietes mit Großquellaustritten (Q) und den Vorkommen permoskythischer Rotsedimente.

Faziell aussagekräftige Aufschlüsse wurden profilmäßig erfaßt (Abb. 4) und beprobt. Die Bezeichnung der Lithofaziestypen bedient sich der Nomenklatur von MIALL (1977) und EYLES, EYLES & MIALL (1983), Korngrößenansprache und Symbole wurden weitestgehend nach Ö NORM B 4401 gewählt.

Ergänzt wurden die feldgeologischen Arbeiten durch granulometrische Untersuchungen (Abb. 4, 5; Tab. 3) und durch die Analyse der Kiesspektren (Tab. 1, 2). Die Probenahme erfolgte lithofaziestypenspezifisch. Für die petrographische Auswertung der Kiesfracht wurden nach Naßsiegung die Fraktionen 8–16 mm und >16 mm herangezogen.

Übersichtsmäßig wurden liefergebietskritische Schwermineralrelationen pleistozäner und rezenter Sedimente für Einzugsgebietsabschätzungen verglichen (Tab. 4). Die Schwereretrennung der Fraktion 125 μ -250 μ wurde mittels Tetrabromäthan ($q = 2.96$) vorgenommen. Der Vergleich der feinklastischen Sedimente erfolgte geochemisch (Tab. 5).

2. Fazieller Aufbau des Achenseedammes

2.1. Konglomerierte Karbonatkiese basaler Schwemmfächer

Sie sind die tiefste derzeit aufgeschlossene Einheit, stehen im Einschnitt des Kasbachgrabens bis auf maximal 800 m SH an und wurden im Bereich der Moosbachquelle bis auf minimal 620 m SH erbohrt (GASSER, 1990). Diese Fazies ist durch dm-bankige, horizontal geschichtete bis trogförmig schrägschichtete, konglomerierte Karbonatkiese charakterisiert.

Die Karbonatkiesfazies wird als Ablagerung lokaler Schwemmfächer interpretiert, deren Liefergebiete aufgrund der Geometrie des Fazieskörpers hpts. westseitig im Tiefen Tal (Staner Joch) bzw. untergeordnet ostseitig aus dem Gebiet des Ebner Jochs anzunehmen sind (Abb. 3, 6,7).

Im Stau dieser Schwemmfächersedimente treten nördlich der konglomerierten Kiese und mit diesen verzahnd lakustrine Sedimente auf.

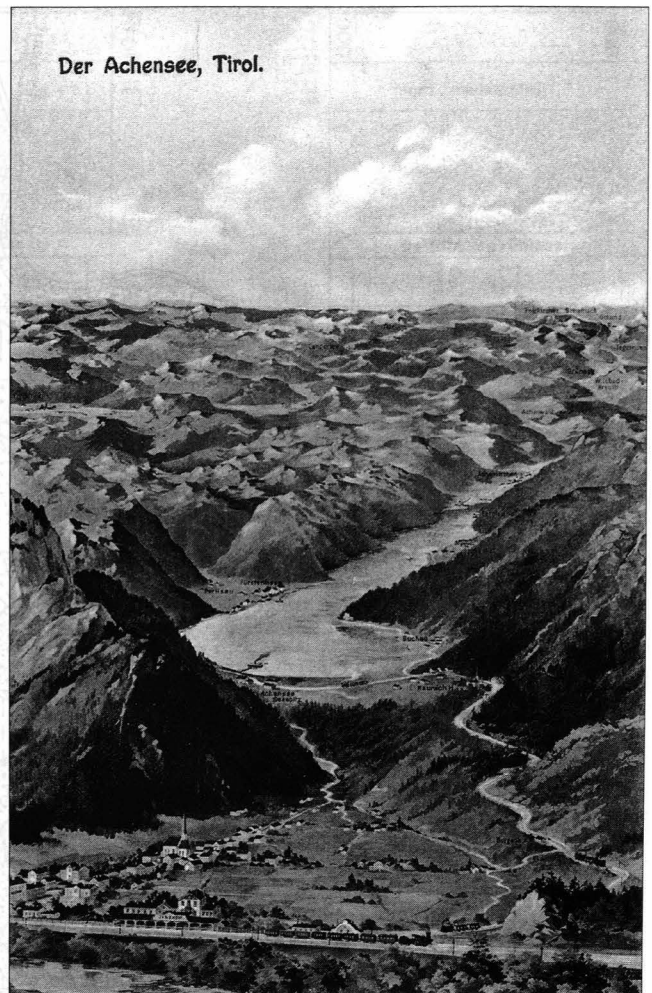
Es handelt sich somit um Karbonatkieskomplexe, die aufgrund der Faziesverzahnung mit lakustrinen Sedimenten das ehemalige Achental offensichtlich durch lateralen Lokalschutteintrag abgeriegelt haben (Abb. 3; Abb. 4, Profil 1).

Das Liegende der konglomerierten Karbonatkiese ist in direktem Verband nicht aufgeschlossen und wurde bislang auch nicht erbohrt. Es wird angenommen, daß jene schluffige Sandfazies mit Stauch- und Versatzstrukturen (Eisrandsande in Abb. 6), die östlich Jenbach ca. auf 600 m SH ausbeißt, das Liegende der Karbonatkiese bildet.

2.2. Proglaziale und randglaziale Sedimente

2.2.1. Sand-Kies-Fazies

Diese Fazies faßt eine Gruppe sehr wechselhafter Sedimentation im Hangenden der konglomerierten Karbonatkiese bis auf max. rund 800 m SH zusammen. Ihr Auftreten beschränkt sich großteils auf den Abschnitt südlich des Scheitels der Schwemmfächersedimentation, somit auf den Südabschnitt bzw. inntalnahen Bereich des Achenseedammes (Abb. 3).



Der Achensee, Tirol.

Abb. 2.
Der Achenseedamm von Süden.
Zeitgenössische Postkarte nach Erbauung der Zahnradbahn zum Achensee um ca. 1900 (Verl. Rob. Harth – Photograph am Achensee).

Bereits im hangenden Abschnitt der Karbonatkiesfazies liegt eine intensive Faziesverzahnung mit kiesigen Sanden und Kiesen zentralalpiner Herkunft dieser Sand-Kies-Fazies vor.

Es handelt sich um m-mächtige, mittel- bis grobkiesige, schrägschichtete fluviatile Sedimente, denen massige Sandlagen zwischengeschaltet sind (Abb. 4, Profil 5). Einzelne Achsen trogförmiger Schrägschichtungskörper zeigen West-Ost-Verlauf, tendenziell sind Schüttungsrichtungen nach West bis Nordwest feststellbar. In massigen Sandlagen finden sich mitunter strukturlose dm-große Schluff-Ton-Klumpen (Tafel 1, Fig. 2). Verschiedentlich sind diesen zentralalpineren Kiesen aber auch weiterhin einzelne Karbonatkonglomeratbänke zwischengeschaltet (Abb. 3 bei Punkt C; Abb. 4, Profil 1 auf 797 m SH).

Aufgrund der weitflächigen Verzahnung der Karbonatkiesfazies mit der Sand-Kies-Fazies bzw. auch mit den lakustrinen Sedimenten des Kasbachgrabens (Abb. 3 bei Punkt A) ist ein weitestgehend ausgeglichenes Niveau zwischen dem See im Stau der Schwemmfächer und dem südlich liegenden Inntal anzunehmen.

Einschaltungen von phyllit- und buntsandsteinführenden Grobklastika (Abb. 3 bei Punkt F), deren Liefergebiete ausschließlich südlich des Inn liegen, weisen darauf hin, daß in dieser Phase bereits ein ereignisbezogener Sedimenttransfer quer zur Fließrichtung des Vorfluters Inn bis in das Achental hinein erfolgte (Abb. 7, Phase 1).

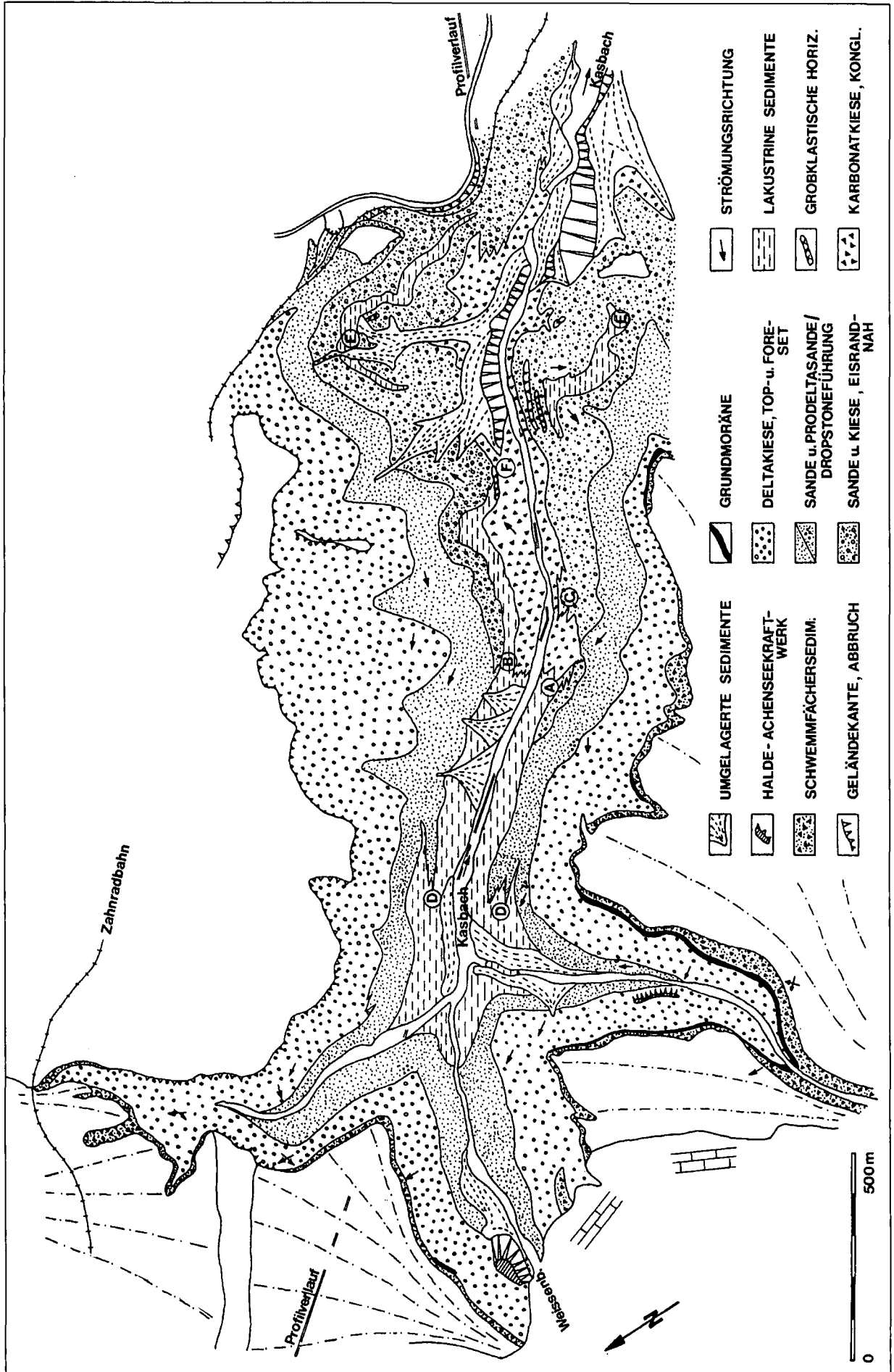
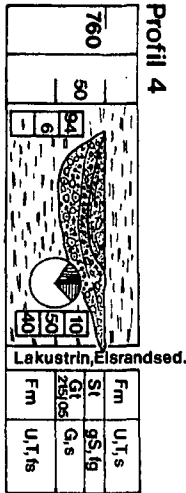
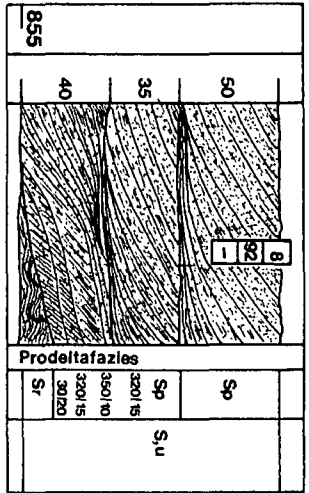
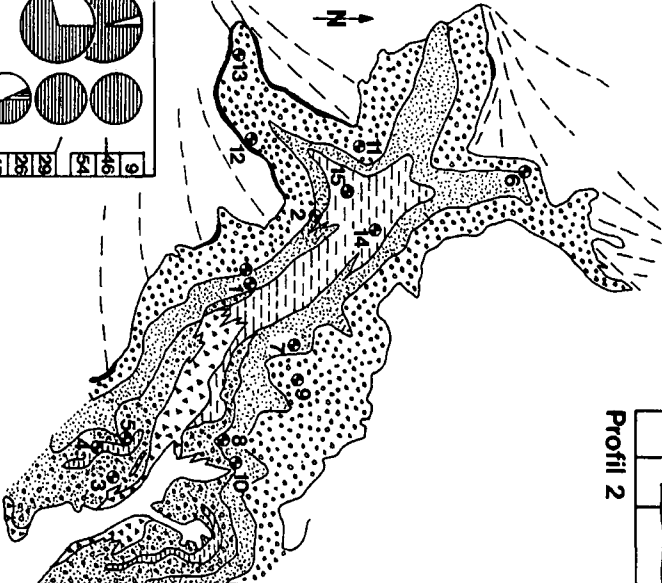
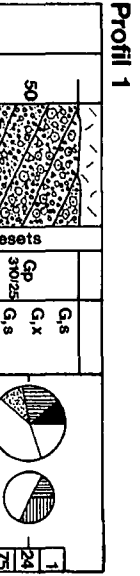
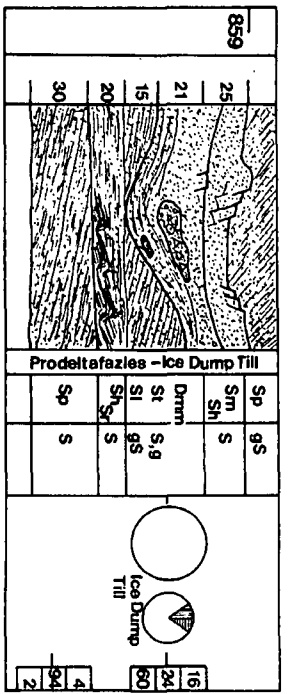
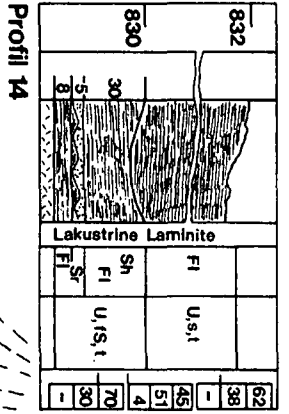
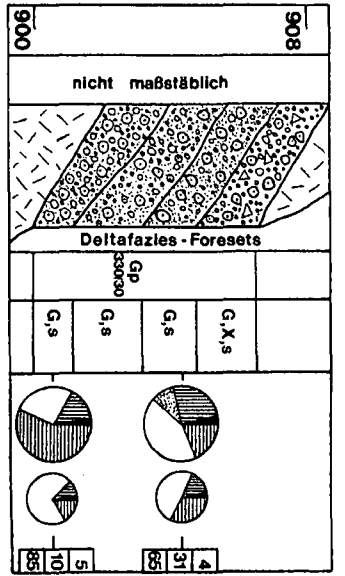
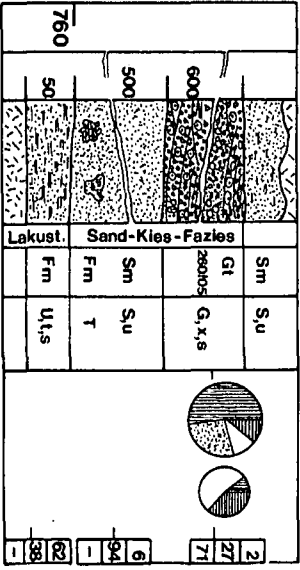


Abb. 3. Quartärgeologische Karte des Achenseedammes. Ausschnitt, vereinfacht nach POSCHER (1989, 1991, 1992a).



Profil 5



Legende

SEEHOHE	m	FAZIESEINHEIT		KORNGRÖSSEN - SPEKTRUM	
SCHICHT-DICKE	cm	LITHOFAZIES-TYP	nach Miall	KORNGROSSE	Ö NORM B 4401
KORNGRÖSSENSPEKTRUM			PETROGRAPHISCHE ZUSAMMENSETZUNG		
Gew. %			Gew. %		
<ul style="list-style-type: none"> Schlammkorn Sand Kies & Steine 			<ul style="list-style-type: none"> 8-16 mm 16-20 mm 20-25 mm >16 mm 		
KORNGRÖSSEN - SPEKTRUM			PETROGRAPHISCHE ZUSAMMENSETZUNG		
Gew. %			Gew. %		
<ul style="list-style-type: none"> Permolyth Carbonate Phyllite u. Schiefer 			<ul style="list-style-type: none"> Gneiss Phyllite Schiefer 		

Abb. 4. Profilausschnitte zu den verschiedenen Faziesseinheiten des Achenseedammes - Lithofazies, Sedimentpetrographie, Korngrößenverteilung.

2.2.2. Schluff-Ton-Fazies

Hinweise auf pro- bis randglaziale Ablagerungsbedingungen innerhalb der Sand-Kies-Fazies liegen vor:

Als max. 10–15 m mächtige Einheit treten innerhalb der Sand-Kies-Fazies massige Ton- und Schlufflagen korrelat an beiden Flanken des Kasbaches zwischen 750 m SH bis 770 m SH auf (Abb. 3 bei Punkt E; Abb. 4, Profil 4).

Argumente, diese als eine „eisnahe“ lakustrine Phase zu interpretieren, finden sich in überzeugender Weise bei AMPFERER (1939), der zeigt, daß diese Feinklastika Driftblöcke führen, daß mitunter kleinräumige Deltaschüttungskörper auftreten bzw. daß ein Zusammenhang zum Grundmoränenvorkommen von Fischl – Burgeck besteht (Abb. 6, siehe dazu Kap. 2.5).

Unmittelbar im Liegenden dieser feinklastischen Sedimentationsphase treten an der Westflanke des Kasbachgrabens in korrelater Höhe Schluffkieslagen mit Scher- und Versatzmustern auf (Abb. 4, Profil; Tafel 1, Fig. 1).

Zusammenfassend stehen die Sedimente im Liegendabschnitt dieser Fazies für proglaziale Akkumulation, die entsprechend dem faziellen Konnex zu den hangenden glazialen Sedimenten und den petrographischen Belegen, ganz wesentlich durch Sandersedimente aus dem Zillertal gesteuert wurde. Der Hangendabschnitt dieser Fazies, etwa ab Einsetzen der lakustrinen Phase, wird als Eisrand sedimentation interpretiert (Abb. 7, Phase 1 und 2).

2.3. Lakustrine Sedimente

Nördlich, im Stau der lokalen Schwemmfächer (konglomerierten Karbonatkiese) und der zentralalpiner Sandersedimente (Sand-Kies-Fazies) – und mit diesen auch verzahnd – treten feinklastische Sedimente („Bändertone des Paläoachensees“) auf. Die südlichsten und somit tiefstliegenden Aufschlüsse liegen auf ca. 760 m SH (Abb. 3, 6).

Es handelt sich um Laminite mit einer Wechsellagerung von mm-mächtigen, hell- und dunkelgrauen Schluffen mit wechselndem Ton- und Feinsandanteil (Abb. 4, Profil 14). Charakteristisch für eine „Coarsening-upward-Sequenz“ sind ins Hangende zunehmend cm- bis dm-mächtige massige Schluff- bis Sandlagen anzutreffen (Abb. 4, Profil 1 auf ca. 799 m SH), die in eine intensive und teilweise auskartierbare Verzahnung mit den hangenden schrägschichteten sandigen Sedimenten eines progradierenden Deltas überleiten (Abb. 3 bei Punkt D).

Lithofazies und räumliche Position der Sedimente legen eine Interpretation als Sedimente eines Stausees nahe. Die Verlandung erfolgte im Zuge des Vorbauens eines Deltakomplexes von Südost, weshalb ein Ansteigen der Hangendgrenze der lakustrinen Laminite in Nordwest-Richtung festzustellen ist. Als wesentlicher paläoklimatischer Beleg für das glaziale Environment gelten vereinzelt auftretende Dropstones mit glazial bearbeiteten Oberflächen.

2.4. Deltasedimente

Über die lakustrine Abfolge baut sich im nördlichen Teil des Achenseedammes ein bis zu 150 m mächtiger, gegen Nordwest geschütteter Deltakomplex vor. Dieser Deltakomplex beginnt mit sandigen, planaren Schrägschichtungskörpern, die im Liegenden mit den lakustrinen Sedimenten verzahnen.

Die Abgrenzung zur liegenden Sand-Kies-Fazies und exakte fazielle Zuordnungen sind im Südabschnitt des Arbeitsgebietes aufgrund fehlender Aufschlüsse unsicher.

2.4.1. Distale Deltasedimente – Prodeltafazies

Dm-mächtige grobsandige planare Schrägschichtungskörper mit hoher Richtungskonstanz ihrer Schüttungen Richtung Nordwest dominieren über horizontal- und rippelgeschichtete Ablagerungen (Abb. 4, Profil 7).

Charakteristisch für dieses Environment sind bunt-sandsteinführende Dropstonehorizonte und das Auftreten von ehemals eiszementierten phyllitreichen Diamiktblöcken. Beim Ausschmelzen des Eises aus den Diamiktblöcken führte dies zu grabenbruchartigen Strukturen innerhalb einzelner Schrägschichtungskörper, vergleichbar den Strukturen, die von KRAINER & POSCHER (1990) auch aus den Terrassensedimenten östlich von Innsbruck beschrieben wurden (Abb. 4, Profil 2; Tafel 1, Fig. 4, 5).

Ergänzt werden diese klimakritischen Befunde durch Beobachtungen von BLAAS (1889) und AMPFERER (1904, 1939), die östlich des Kasbachgrabens nordöstlich Fischlkreuz (Abb. 6) in einer der planar schrägschichteten Sandfazies vergleichbaren Höhenlage von zentralalpiner Grundmoränenvorkommen berichten, die im Liegenden durch Blocksande und im Hangenden von Sanden und Kiesen mit Stauch- und Faltenstrukturen begleitet werden.

Aufgrund ihrer lithofaziellen Ausbildung und ihrer Position zwischen lakustrinen Sedimenten im Liegenden und Foresets eines Kiesdeltas im Hangenden, werden die Sedimente als Ablagerungen eines flachen sandigen Deltas bzw. eines Prodeltas interpretiert. Die Annahme einer proglazialen bis eisrandnahen Position ist durch die Führung von Dropstones, Diamiktblöcken (Tafel 1, Fig. 3, 5) im beckenzentralen und Stauchstrukturen im inntalnahen, beckenrandlichen Bereich gerechtfertigt. Ein Rezentbeispiel zu diesen Sedimentationsbedingungen mit vergleichbarem lithofaziellm Inventar stellt der Sandersee der Pasterze dar (KRAINER & POSCHER, 1992; Tafel 1, Fig. 7).

2.4.2. Delta-Foreset und Delta-Topset

Von Süden (ca. 850 m SH) nach Norden (ca. 870 m SH) ansteigend werden die sandigen Deltasedimente von einem Kiesdelta überschüttet. Die mit 20° bis 25° nach Nordwest einfallenden kiesigen Foresets des Deltas werden auf ca. 910 m SH von einem geringmächtigen grobklastischen Topset überlagert.

Bemerkenswert ist die grobklastisch-petrographische Zusammensetzung des Topsets aus dm-großen Bunt-sandstein und Phyllit führenden Lagen, die ins Hangende zunehmend mit verkitteten lokalen Karbonatkiesen und -geröllen der Talflanken wechsellagern.

AMPFERER & PINTER (1927) konnten zentralalpine Kiese bis auf unter 910 m SH im Bereich des Einlaufbauwerks des Achenseekraftwerkes unter der Sohle des rezenten Achensees nachweisen.

2.5. Glaziale Sedimente

Grundmoräne kann als ± zusammenhängender bis maximal 5 m mächtiger Teppich lediglich im Terrassenabschnitt westlich des Kasbaches auskartiert werden (Abb. 3). Die Grundmoräne liegt mit scharfem Kontakt reliefabhängig auf 930 m bis 950 m SH dem Topset des Deltas auf.

Ihre Fortsetzung nach Norden bis Seespitz bzw. in den Achensee auf unter 900 m SH im Bereich des Kraftwerkseinlaufes ist dokumentiert (AMPFERER, 1903, 1904; AMPFERER & PINTER, 1927). SARNTHEIN (1940) vermutet im südlichen Verlandungsbereich des Achensees die Fortsetzung dieser hangenden Grundmoräne bis zum Ostufer des Sees.

Die derzeitigen Aufschlußverhältnisse lassen keine Aussage über die tatsächliche Verbreitung dieser Grundmoräne im Bereich der Dammkrone zwischen Achensee und Kasbachgraben zu.

Unmittelbar über der Liegendgrenze der Grundmoräne kann durch Einbeziehung von Deltakiesen ein namhafter Kristallinanteil gegeben sein. Ansonsten liegt die Grundmoräne als kalkalpines Sediment mit großteils schlecht bearbeiteten kantigen und vielfach schwach gekritzten Karbonatkiesen vor. Sie wird von spät- bis postglazialen Sedimenten der Schwemmfächer von Tiefentaler Graben und Weißenbach überlagert.

Im östlichen Terrassenabschnitt Maurach – Eben fehlen Grundmoränenvorkommen dieser Position an der Flanke zum Kasbachgraben. Die von BLAAS (1889) und AMPFERER (1904, 1939) erwähnten Vorkommen von Grundmoräne von Fischl (Abb. 6) sind zur Zeit nicht aufgeschlossen, ihre Existenz wird jedoch zufolge eines Grundmoräntepichs, der sich von Burgeck über Fischl bis Astenberg zieht, bestätigt (POSCHER, 1992a). Die Grundmoräne ist im Bereich Fischl dem Achenseedamm wannenförmig angelagert (vgl. Kap. 2.2) und greift in dessen Internbau nicht ein (AMPFERER, 1904).

Die Grundmoräne von Eben/Kirche auf ca. 860 m SH und der nördlich davon gelegene Gletscherschliff können aufgrund der derzeitigen Aufschlußverhältnisse nicht bestätigt werden.

3. Sedimentpetrographische Charakterisierung

3.1. Petrographische Zusammensetzung der Kiesfrachten

Die gemittelten Ergebnisse der Komponentenanalyse sind den Tab. 1 und 2 zu entnehmen. Eine Übersicht zur Streuung der Ergebnisse von Einzelproben gibt die graphische Auswertung bei den jeweiligen Profilen in Abb. 4.

3.1.1. Karbonatkiese

In den Sedimenten der konglomerierten Karbonatkiesfazies liegt der Kristallinanteil deutlich < 5 %. Er wird einerseits mit erratischen Komponenten im Liefergebiet, andererseits mit umgelagertem Material in Bereichen faziel-

ler Verzahnung mit der Sand-Kies-Fazies in Verbindung gebracht.

3.1.2. Sand-Kies-Fazies und Deltafazies

Die Spektren der anderen Faziesbereiche (Tab. 1,2, Abb. 4) zeigen generell eine deutliche Beeinflussung von Liefergebieten südlich des Inns bzw. des äußeren Zillertales an.

Dabei fallen vor allem die Komponenten des Permoskyth der Kalkalpenbasis im Gelände auf, was auch bereits von AMPFERER (1905) vermerkt wurde, ohne daß daraus genetische Konsequenzen abgeleitet wurden (vgl. Abb. 1, 7; Tafel 1, Fig. 6).

Im Mittel liegt der Anteil an „Permoskyth“-Komponenten in der Fraktion 8–16 mm sowohl in der Sand-Kies-Fazies als auch in den Deltakiesen > 1 Gew. %, in den Kiesfraktionen > 16 mm bei den Deltakiesen sogar bei 3.6 Gew. %, während er vergleichsweise in der rezenten Kiesfracht des Inn bei Jenbach auf Einzelkomponenten unterhalb prozentmäßiger Signifikanz beschränkt ist.

Der Überbegriff „Kristalline Schiefer“ beinhaltet hauptsächlich Komponenten der Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer) und stellt zusammen mit Phylliten und Quarzen, die großteils dem Quarzphyllit zuzurechnen sind, die prozentmäßig bedeutsamste Gruppe.

Der Anteil dieser Gruppe beträgt in der Sand-Kies-Fazies i.M. ca. 65 Gew.-%, bei den Deltakiesen fraktionsabhängig i.M. zwischen 55 bis 65 Gew.-% (Tab. 1,2). Dies liegt in der Fraktion 8–16 mm geringfügig unter der Rezentführung von Ziller (Mündungsbereich) und Inn (östlich der Zillermündung) aber etwas über der Rezentführung von Ziller und Inn in der Fraktion > 16 mm.

Die „Kristallinen Schiefer“ weisen eine den Komponenten des Permoskyths vergleichbar schlechte Zurundung von kantig bis kantengerundet auf. Quarzkomponenten hatten vielfach Reste von Phyllitmaterial an. Die Längsachsen von (Quarz-) Phyllitkomponenten weisen in den Delta-Topsets Maxima bis 40 cm auf.

Der Gneis- und Amphibolitanteil beschränkt sich in der Fraktion 8–16 mm auf Einzelkomponenten. In den Kiesfraktionen > 16 mm liegt der Gneisanteil bei Dropstone- und Deltafrachten bei ca. 10 Gew.-%, in der Sand-Kies-Fazies bei einem Maximum von 26 Gew.-%.

Der Karbonatgehalt erreicht ein Maximum in den Kiesfrachten des Prodeltas mit fraktionsabhängigen 60–75 Gew.-%, was im Gegensatz zu den Dropstone- und Diamiktfrachten innerhalb dieser Fazies steht, die wiederum in hohem Maß aus Komponenten von Grauwackenzone und Quarzphyllit zusammengesetzt sind.

Julier-Granite als Leitgeschiebe des Inn treten in den Foresets der Deltaschüttungen als Einzelkomponenten auf.

Fazieseinheit	Profil Nr.	n	Karbonate	Phyllite, Gneise Krist. Schiefer	Quarze	Permoskyth
Sand-Kies-Fazies	1, 4, 5, 8	4	30.9	58.9	9.1	1.1
Deltafazies						
Deltakiese	1, 9, 11, 13	6	31.5	55.9	11.5	1.0
Dropstones	1	1	59.5	27.3	13.2	0.0
Eiszement. Mat.	2	1	10.2	79.7	10.1	0.0
Glaziale Sedimente						
Hangendtill / Basis	12	1	45.4	47.7	6.8	0.0
Hangendtill / gesamt	12	2	100.0	0.0	0.0	0.0

Tabelle 1.
Petrographische Zusammensetzung von Kiesfrachten in den Sedimenten des Achenseedammes (Fraktion 8–16 mm) in Gew.-%.
Profilnummer laut Abb. 4, Probenanzahl n.
Anmerkung: Gneise liegen nur als Einzelkomponenten vor.

Tabelle 2.
Petrographische Zusammensetzung von Kiesfrachten in den Sedimenten des Achenseedammes (Fraktion >16 mm) in Gew.-%.
Profilnummer laut Abb. 4, Probenanzahl n.

Fazieseinheit	ProfilNr.	n	Karbonate	Phyllite	Quarze	Kristall. Schiefer	Gneise	Permoskyth
<u>Sand-Kies-Fazies</u>	1, 5, 8	3	9.0	8.9	18.7	37.1	26.2	0.0
<u>Deltafazies</u>								
Prodella	1	1	75.3	0.0	0.0	24.7	0.0	0.0
Deltakiese	1, 9, 11, 13	5	31.3	2.3	18.3	34.9	9.6	3.6
Dropstones	1	1	15.6	8.6	15.0	49.7	10.7	0.3
Eiszement. Mat.	2	2	0.0	83.5	0.0	16.5	0.0	0.0
<u>Glaziale Sedimente</u>								
Hangendtill / allg.	12	2	83.5	0.0	14.6	1.7	0.0	0.0

3.1.3. Dropstone-Frachten

Der Anteil an Geröllen des Permoskyth innerhalb der Dropstonefrachten ist bereits im Gelände auffällig, wobei neben den Sandsteinfrachten vor allem auch Basisbreccien auftreten. In allen Fällen liegen die Komponenten maximal kantengerundet vor.

Die größten Komponentendurchmesser betragen bei Dropstones bzw. in grobklastischen Lagen des Delta-Topsets bis zu 35 cm.

Die höchsten Frachten an „Kristallinen Schiefen“ innerhalb des Achenseedammes erreichen Dropstonehorizonte mit 73 Gew.-% und eiszementiertes Moränenmaterial mit 90 bis 100 Gew.-% (inkl. Quarz-Phyllite; siehe Tab. 1, 2).

3.1.4. Glaziale Sedimente

Bei der hangenden Grundmoräne westlich des Kasbachs handelt es sich um eine monomikte kalkalpine Grundmoräne mit einer geringen glazialen Bearbeitung der Komponenten. Erratische Komponenten, vorzugsweise stark verwitterte Gneise, treten auf. An der Basis liegt eine wenige dm mächtige deutliche Beeinflussung des Komponentenspektrums der Grundmoräne durch das liegende Topset des Deltakomplexes vor. Dabei zeigt sich, daß der Anteil an kristallinen Schiefen, Quarzen und (Quarz-)Phylliten mit rund 55 Gew.-% größenordnungsmäßig demjenigen innerhalb des Deltakomplexes entspricht (Tab. 1).

Diese Beobachtungen zur petrographischen Zusammensetzung der Grundmoräne finden in der baueologischen Dokumentation über das Auffahren des Fensterstollens 0 und über das Bohrprogramm im Caissonabschnitt des Überleitungsstollens des Achenseekraftwerkes in AMPFERER & PINTER (1927) eine Bestätigung, wobei seitens dieser Autoren die „Moräne“ als Moräne des Inn-Engelschens angesprochen wurde.

Für das Grundmoränenvorkommen bei Fischl liegt keine petrographische Würdigung vor. Es fällt jedoch auf, daß sich die Erratikastreu vis a vis der Mündung des Zillertals von Burgeck in großem Bogen bis Astenau nördlich von Wiesing (Abb. 1, 7) fast ausschließlich aus Gneisen und (Quarz-)Phylliten zusammensetzt (POSCHER 1992a). Nach AMPFERER (1939) handelt es sich bei den Driftblöcken von Fischl ebenfalls durchwegs um „Granite und Gneise“.

3.2. Granulometrie

Die lakustrinen Sedimente („Bändertone des Paläoachensees“) weisen einen Ton- und Schluffkornanteil zwischen 60 %–95 %, in Ausnahmefällen < 50 % auf, die Sandfraktion besteht fast ausschließlich aus Feinsanden (Abb. 5, Tab. 3).

Die lakustrinen Sedimente innerhalb der als eisrandnah eingestufteten Schluff-Ton-Fazies sind mit einem Ton- und Schluffanteil von > 95 % durchwegs feinsandärmer und daher korngrößenanalytisch klar zu unterscheiden.

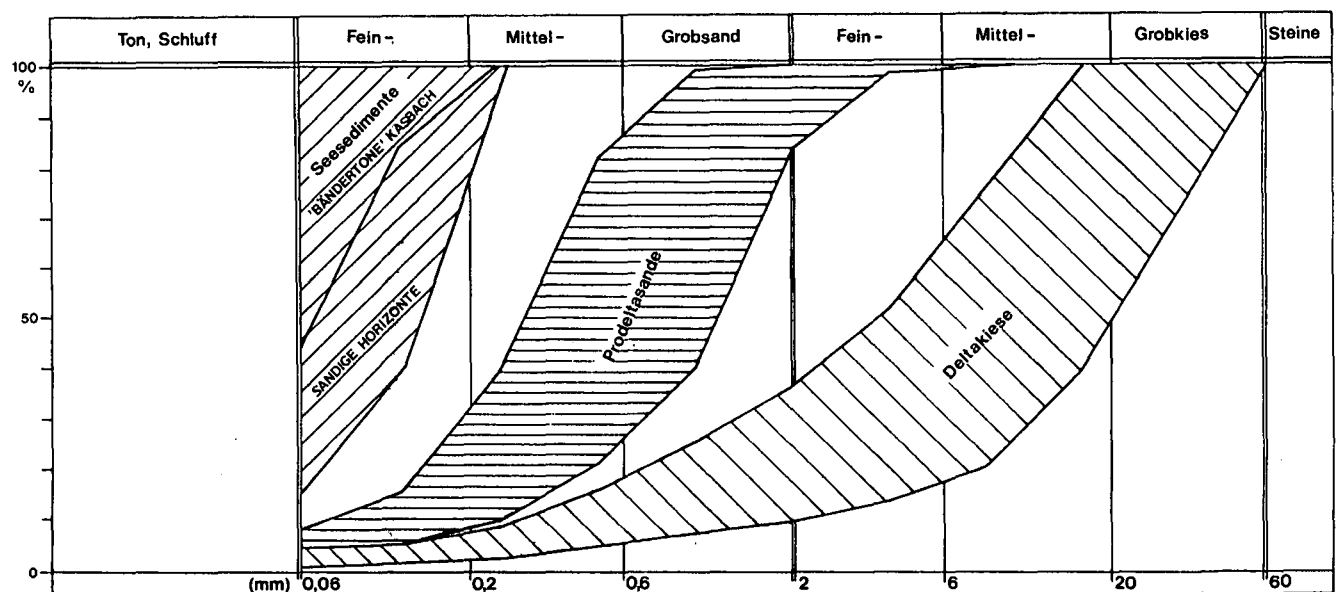


Abb. 5.
Siebbänder von verschiedenen Fazieseinheiten des Achenseedammes.

Tabelle 3.
Sortierung der Sedimente verschiedener Fazieseinheiten.
Ermittlung der Sortierung als Inclusive Graphic Standard Deviation:
 $s = (\sigma_{84} - \sigma_{16})/4 + (\sigma_{95} - \sigma_{05})/6.6$ nach FOLK & WARD (1957).

Fazieseinheit	Mittelwert s_1 (σ)	Sortierungs- klasse
Sand-Kies-Fazies, eisrandnah		
Fluviale Kiese	2.43	sehr schlecht sortiert
Fluviale Sande	1.00	mäßig-schlecht sortiert
Deltafazies		
Sande des Prodeltas	1.21	schlecht sortiert
Deltakiese	2.03	(sehr) schlecht sortiert
Eistransport-Moränenmaterial	5.00	extrem schlecht sort.

Die deltaisichen Sedimente weisen entsprechend ihrer räumlichen Position im Deltakomplex deutliche Korngrößenunterschiede auf (Abb. 5, Tab. 3).

Unmittelbar im Hangenden der lakustrinen Sedimente bzw. im Verzahnungsbereich setzen sich die planar schräggeschichteten Sets des Prodeltas aus mittelsandigen Feinsanden mit einem Schlammkornanteil < 45 % zusammen, im Hangendbereich treten sie als reine Sande auf (Abb. 4 Profil 7; Abb. 5).

Delta-Foresets und Topsets sind zwar schlecht sortiert, weisen aber im Vergleich zu den Kiesen der pro- bis randglazialen Sand-Kies-Fazies eine deutlich bessere Sortierung auf. Der Sandanteil liegt bei den Deltakiesen zwischen 10 %-35 %, der Schlammkornanteil ist mit < 5 % untergeordnet.

3.3. Schwermineralpetrographie, Geochemie

Übersichtsmäßig wurden die Schwermineralspektren der pleistozänen Sedimente bzw. von rezenten Sedimenten potentieller Einzugsgebiete ermittelt. Dabei wird im ersten Schritt nur auf das Granat/Staurolith- bzw. Granat/Apatit-Verhältnis lt. Tab. 4 Bezug genommen, da im glazialerosiven Environment bekanntermaßen Probleme mit der Stabilität der Spektren bestehen (POSCHER, 1992 b).

Bei den in Tab. 4 vorgenommenen Vergleichen mit Literaturdaten ist zu berücksichtigen, daß sowohl durch unterschiedliche Fraktionierungs- als auch durch verschiedene Aufbereitungs- und Abtrennverfahren eine begrenzte Vergleichbarkeit der Spektren vorliegt.

Tabelle 4.
Granat/Staurolith- und Granat/Apatit-Verhältnisse in Sedimenten des Achenseedammes (gemittelt), rezente Sedimente zum Vergleich.
Analysergebnisse der Fraktion 31,6-100 μ nach ZÖKE (1944); Analysergebnisse der Fraktion 63-500 μ nach KASCHANIAN (1980).

Fazieseinheit Einzugsgebiet	Profil Nr. Lokalität	Gra./Stau.	Gra./Apatit	Fraktion
Achenseedamm				
Sand-Kies-Fazies	4, 8	2.08-3.80 (i.M. 2.94)	1.90-2.38 (i.M. 2.14)	125-250 μ
Prodeltafazies	1, 2, 7	1.70-3.00 (i.M. 2.25)	1.23-3.82 (i.M. 2.20)	125-250 μ
Deltakiese	9	6.88	2.04	125-250 μ
Lakust. Sed.	Kasbachgraben	3.44	-	31.6-100 μ
<u>zum Vergleich:</u> Lakust. Sedimente	Fritzens/ Baumkirchen	2.50	-	31.6-100 μ
Rezentsedimente				
Inn (Oberinntal)	Mötz	8.47	6.55	125-250 μ
	Petttau	6.04	4.98	125-250 μ
	Zirl	7.44	18.39	125-250 μ
	Flughafen	4.31	4.10	125-250 μ
Inn (wstl. Zillertal)	Jenbach	6.81	14.80	125-250 μ
	Inn (östl. Zillertal)	Brudegg	16.22	47.78
Ziller	Mündung	92.00	5.75	125-250 μ
	Mündung	-	4.80	63-500 μ
	Straß	-	22.00	63-500 μ
Schlitters	Hart i.Z.	-	13.67	63-500 μ
		35.00	11.67	63-500 μ
Ötzbach/Zillertal	Unterlauf	-	1.29	63-500 μ
Finsingbach/Zillertal	Unterlauf	-	2.75	63-500 μ
Märzenbach/Zillertal	Unterlauf	-	1.00	63-500 μ

Die Sand-Kies-Fazies, die Prodeltafazies und die Delta-kiese weisen Granat/Apatit-Verhältnisse von 1.23 bis 3.82 auf. In der Sand-Kies-Fazies und den Sanden des Prodeltas liegt eine Granat/Staurolith-Relation von 1.70 bis 3.80 vor, in den lakustrinen Sedimenten der „Bändertone des Kasbachgrabens“ beträgt das Granat/Staurolith-Verhältnis umgerechnet nach ZÖKE (1944) 3.44.

In den Sedimenten des Foreset und Topset des Delta-komplexes erhöht sich das Granat/Staurolith-Verhältnis auf rund 6.9.

Es fällt auf, daß das rezente Granat/Apatit-Verhältnis der Seitenbäche im äußeren Zillertal rezent zwischen 1.00 bis 2.75 (umgerechnet nach KASCHANIAN, 1980) liegt, wobei diese Spektren wiederum in hohem Maße umgelagerte glaziale Sedimente reflektieren werden. Im Mündungsbereich der Ziller beträgt das Verhältnis ca. 5. Diese rezenten Relationen entsprechen in wesentlich höherem Maße demjenigen der pleistozänen Sedimente des Achenseedammes, als es das granatdominierte Rezentenspektrum des Inn östlich von Innsbruck erwarten läßt.

Der im Vergleich zur Granatfracht außerordentlich hohe Staurolithgehalt findet keine Entsprechung in Rezentuntersuchungen von Inn und Ziller.

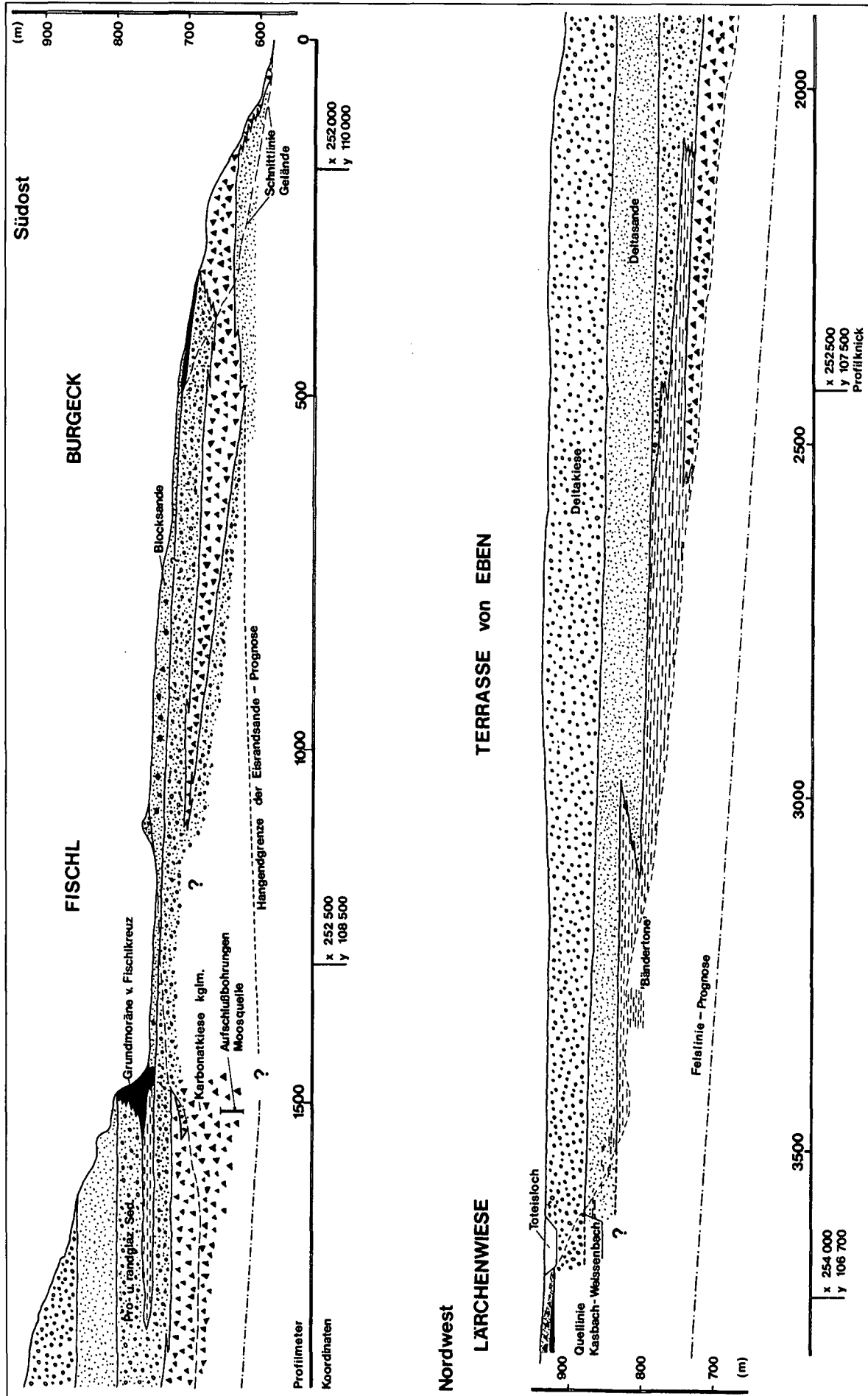


Abb. 6. Schematischer Längsschnitt durch den Achenseedamm. Schnittverlauf und Legende siehe Abb. 3. Die „Schnittlinie Gelände“ auf Abb. 6 markiert den Verlauf der Topographie in der Schnittebene, die geologische Situation der östlichen Hangflanke des Kasbachgrabens und der Flanken im Raum Burgeck sind in die Schnittebene projiziert. Die Prognose der Felslinie basiert auf der Annahme, daß das Felsrelief am Achenseesüdufer in einer Tiefe \geq der max. Seetiefe liegen wird. Im Bereich der Moosquelle steht aufgrund von Bohrergebnissen fest, daß die Felssohle frühestens auf ca. 600 m SH ansteht. Zwischen diesen beiden Werten wird linear interpoliert. Es wird dabei unterstellt, daß keine Felschwellen existieren.

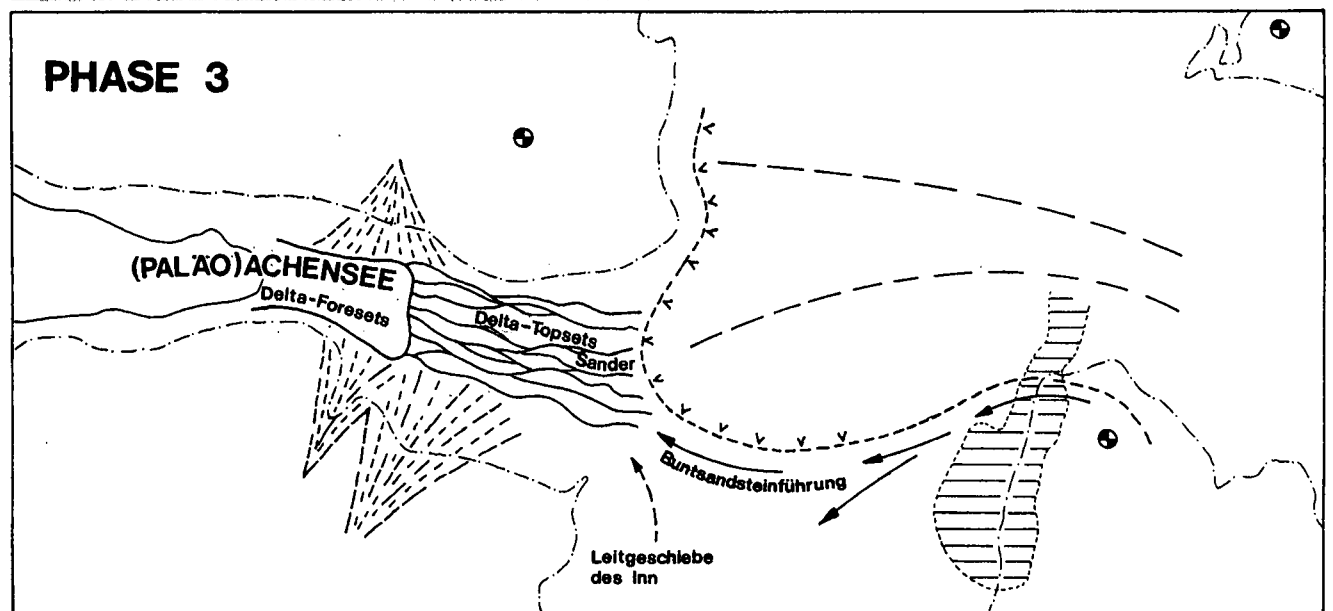
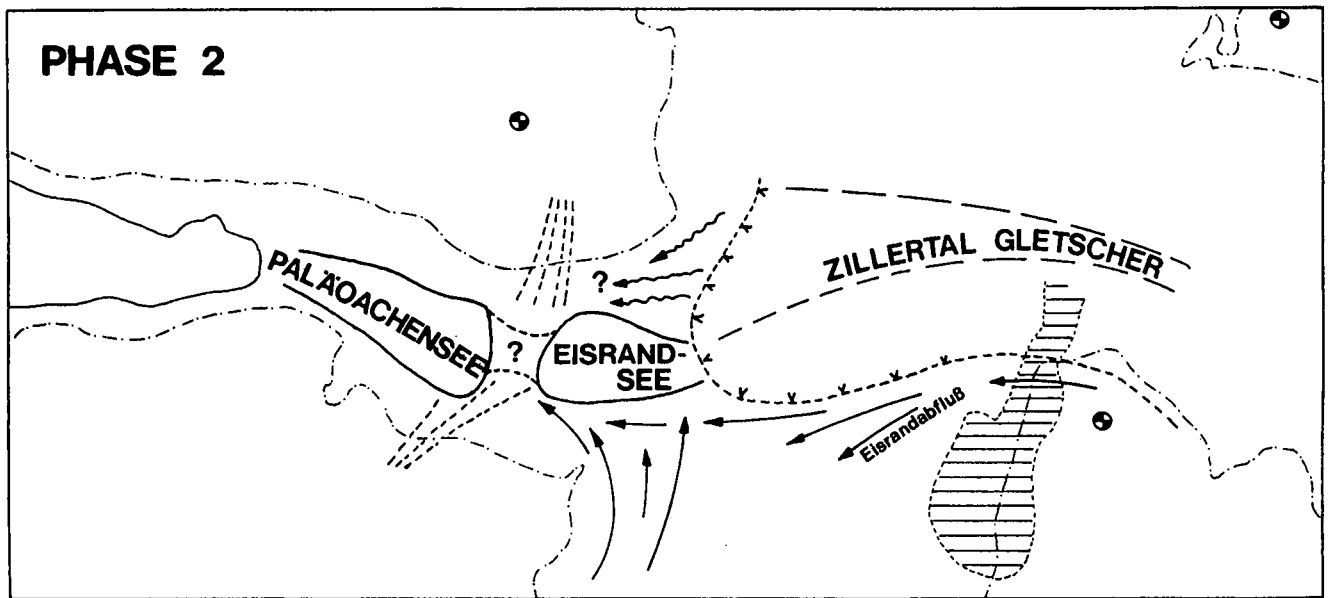
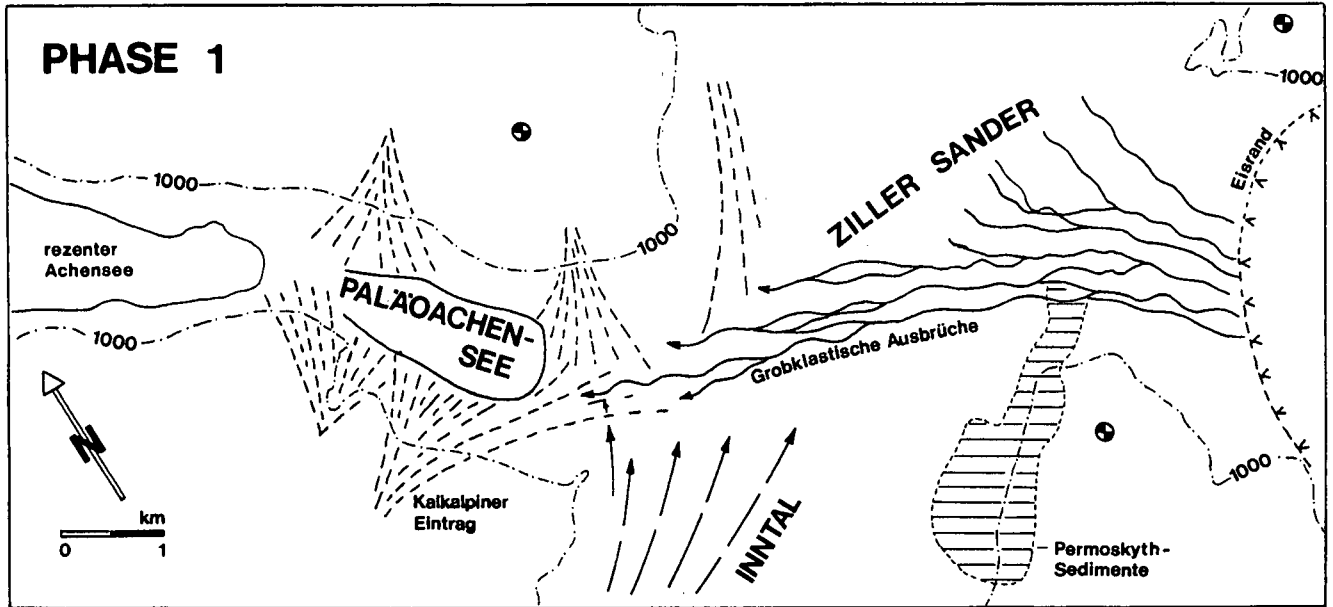


Abb. 7. Entstehung des Achenseedammes; Details zur topographischen Situation siehe Abb. 1.

Tabelle 5.
 Analysenwerte (RFA) von lakustrinen Sedimenten („Bändertone des Kasbachgrabens“) der Fraktion <63 μ .
 Vergleich von Proben identer Höhenlage von unterschiedlichen Bereichen des Sedimentationsraumes.

	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Si (%)	Al (%)	P (%)	Pb (ppm)	Sr (ppm)
Kasbach West - Profil 15	6.45	3.08	4.57	0.07	21.8	8.56	0.07	40	124
Kasbach Ost - Profil 14	7.15	2.95	4.46	0.07	21.9	7.89	0.07	25	143

Die Homogenität der Seesedimente des Kasbachgrabens wurde vergleichend für die Fraktion < 63 μ geochemisch (RFA) untersucht (Tab. 5). Das Probenpaar wurde in identer Höhenlage (820 m SH), von gegenüberliegenden Hangflanken im Kasbachgraben entnommen. Die Stichprobe zeigt, daß unabhängig von der Position im Becken eine weitestgehende Homogenisierung im Schlämmbereich vorliegt. Das bestätigt den feldgeologischen Befund, daß der Sedimenteintrag von Südosten in das Seebecken in einer einzigen, breiten Deltafront erfolgt sein dürfte.

4. Genese des Achenseedammes

4.1. Sedimentpetrographische Aspekte

Die petrographische Zusammensetzung der Sedimente trägt der Annahme eines behinderten Sedimenttransfers im Inntal (Stauraum) und eines bevorzugten Sedimenttransfers quer zum Inntal, d.h. pro- bzw. randglazial aus dem Zillertal, Rechnung.

Dropstonehorizonte sowie Topsets und Foresets des Deltakomplexes sind durch das Auftreten von Komponenten der Kalkalpenbasis (Basisbreccien, Sandsteine des Permoskyths, Buntsandstein) und von phyllitischen Gesteinen gekennzeichnet. Eiszementierte Diamiktblöcke sind ebenfalls reich an „Kristallinen Schiefen“.

Dieser Umstand zwingt zur Annahme eines Liefergebiets südlich des Inns bzw. im äußeren Zillertal. Dabei ist zu beachten, daß nennenswerte Liefergebiete für Permoskythkomponenten mit einer Höhenlage ihres Vorkommens, das über der Kronenhöhe des Achenseedammes (Topset des Deltakomplexes) liegt, ausschließlich direkt südlich der Achentalmündung bzw. östlich des Zillertales zur Verfügung stehen. Der Umstand, daß die relativ höchsten Buntsandsteinanteile im westlichen Bereich des Lockersedimentkomplexes festzustellen sind, entspricht dem Modell eines Sedimenttransfers am orographisch linken Eisrand eines Gletschers im Mündungsbereich des Zillertals (Abb. 1, 7).

Quarzphyllit und Wildschönauer-Schiefer der Grauwackenzone sind entsprechend ihrem vergleichsweise hohen Anteil an der Kiesfracht bevorzugt über das äußere Zillertal zu beziehen, im Trend zeichnen sich relativ höhere Anteile an Schiefer- und Gneiskomponenten im östlichen Abschnitt des Lockersedimentkomplexes ab.

Die bislang vorliegenden Ergebnisse der schwermineralpetrographischen Untersuchungen ergänzen das Ergebnis mit Einschränkungen.

Der vergleichsweise hohe Apatitgehalt in den Sedimenten des Achenseedammes ist mit hoher Wahrscheinlichkeit und in Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Kiespetrographie auf eine Liefergebietsdominanz des äußeren Zillertales zurückzuführen. Dies kann aus den Rezentuntersuchungen der Schwermineralfracht von Seitenbächen im äußeren Zillertal abgeleitet werden (KASCHIAN, 1980).

Die niedrigen Granat/Stauroolith-Relationen von 1.70 bis < 7, d.h. somit relativ hohe Stauroolithgehalte, können re-

zent nicht nachvollzogen werden, da im Zillertal nach publiziertem Wissensstand keine nennenswerten Stauroolithquellen zur Verfügung stehen (KASCHIAN, 1980) und andererseits derartige Relationen auch aus rezenten Innsedimenten im Unterinntal schwer abgeleitet werden können (Tab. 4).

Es ist auch bekannt, daß im glazialen Environment eine deutliche Anreicherung von Granat gegenüber Stauroolith stattfindet (POSCHER, 1992b), was im gegenständlichen Fall beim Vergleich mit rezent-fluviatilen Spektren den hohen Stauroolithanteil umso bemerkenswerter erscheinen läßt.

In Einklang mit vereinzelt auftretenden Leitgeschieben des Inn („Julier-Granit“) – hauptsächlich in den Deltakiesen – könnte eine Beeinflussung durch Inn aufwärts liegende Stauroolithquellen abgeleitet werden. Von ZÖKE (1944) wurden relativ hohe Stauroolithgehalte in den „Bändertonen von Baumkirchen“ festgestellt, was sich gut in dieses Bild fügt (vgl. Tab. 4). Als mögliche Stauroolith-Quelle wäre in diesem Fall in erster Linie das Patscherkofelkristallin zu nennen.

Anhaltspunkte zur Stauroolithführung finden sich auch bei GASSER (1913), der auf erratische stauroolithführende Phyllitblöcke an der Mündung des Brandenbergertales vis a vis von Rattenberg verweist. Im Trend zeigen die Stichproben – mit Ausnahme des Deltabereiches – einen Anstieg der Stauroolithgehalte in Richtung Osten. Nach publiziertem Wissensstand sind jedoch stauroolithführende Phyllite bislang keinem potentiellen Liefergebiet im äußeren Zillertal zuordenbar (HOSCHEK et al., 1980; ROTH, 1984).

Eine Lösung des Problems muß daher weiterführenden Untersuchungen vorbehalten bleiben.

4.2. Fazielle Zusammenhänge

Die lithofazielle Analyse weist für den Achenseedamm ein faziell schlüssiges Bauprinzip nach, wobei 4 Phasen unterschieden werden:

Phase 1

Gesteigerte Sedimentakkumulation aus den Flanken des einst zum Inntal entwässernden Achentals durch laterale Schwemmfächer führt zur Abriegelung des Abflusses und zur Bildung eines Stausees. Ein System, wie er auch rezent in den Alpen vielfach vorliegt. Durch Faziesverzahnungen kann nachgewiesen werden, daß aber auch – offensichtlich ereignisbezogen – grobklastischer Schutteintrag von Liefergebieten südlich des Inns in das Achenal stattfindet (Abb. 7).

Die erhöhten Akkumulationsraten im Inntal und den Seitentälern sind offensichtlich glazialgeologisch motiviert, was u.a. durch gekritzte Dropstonekomponenten in den liegenden Abschnitten der „Bändertone des Kasbachgrabens“ nahegelegt wird. Die grobklastischen Horizonte mit Liefergebieten südlich des Inns bzw. im äußeren Zillertal werden dementsprechend als distale, ereignisbezogene Sandersedimente aus dem Zillertal interpretiert.

Phase 2

Der Grundmoränenteppich und die Blocksandvorkommen von Fischl – Burgeck wie auch die Erratikastreu im Raum Burgeck – Erlach – jeweils im Hangenden der in Phase 1 sedimentierten Klastika gelegen – weisen das Zillertal als Liefergebiet der glazialen Sedimente aus. BLAAS (1889) und AMPFERER (1939) erwähnen aus eben diesem Bereich, der die geringste Horizontalabstand zur Mündung des Zillertales aufweist, Staucherscheinungen und Störungen in den Lockersedimenten. In korrelativer Höhe konnten auch westlich des Kasbachgrabens im Zuge der Neuaufnahme vergleichbare Sedimentstrukturen dokumentiert werden.

Grundsätzlich bestätigt sich damit die ursprüngliche Auffassung von PENCK (1902), den Achenseedamm als ein Produkt „eisnaher“ Akkumulation im Vorfeld eines Gletschervorstoßes aus dem Zillertal zu interpretieren.

In dieser zweiten Phase – unmittelbar nach der in Abb. 7 dargestellten Situation – setzt die Verlandung des „Paläoachensees“ durch die fortschreitende Akkumulation von pro- und randglazialen Sedimenten ein.

Phase 3

Der Aufbau des Achenseedammes wird in dieser Phase durch den Vorbau eines bis zu 150 m mächtigen Deltakomplexes weitestgehend abgeschlossen. Deltasedimente wurden bis unter den heutigen Achensee im Bereich des Einlaufs zum Überleitungsstollen nachgewiesen (AMPFERER & PINTER, 1927). Die Schüttungsrichtung der Deltasedimente ist generell streng Nordwest gerichtet. Es wird davon ausgegangen, daß der Sedimenttransfer am orographisch linken Eisrand des Zillertalgletschers erfolgte, der Eintrag von Sedimenten aus dem Inntal ist untergeordnet (Abb. 7).

Phase 4

Es liegen bislang keine Beweise vor, die die Annahme eines Überfahrens des Achenseedammes durch zentralalpine Eismassen belegen würden.

Eine mehr oder weniger geschlossene Decke von vornehmlich kalkalpiner hangender Grundmoräne ist nur für den Westteil des Achenseedammes bis in den Raum Seespitz – Pertisau und als Basis des Seebeckens im Bereich des Einlaufbauwerkes zu verifizieren. Das Kornspektrum, das Ausmaß glazialer Bearbeitung der Komponenten und die Geringmächtigkeit sprechen gegen eine „Fernmoräne“, eine bevorzugte Einregelung der Klasten wurde nicht festgestellt.

* * *

Die gesamte südöstliche Dammkrone zwischen Maurach und Eben schließt im Hangenden mit dem Topset des Deltakomplexes und lokalen Kieslagen ab.

Das zwischenzeitlich verfüllte „Toteisloch“ südlich von Maurach (Alpenvereinskarte 1 : 25.000 Blatt Rofan) lag ebenfalls im Bereich des Delta-Topsets (AMPFERER, 1939; Abb. 6) und ist aus heutiger Sicht am ehesten durch Ausschmelzen einsedimentierter Driftblöcke zu interpretieren.

Das isolierte Grundmoränenvorkommen bei Eben (BLAAS 1889, AMPFERER 1939) liegt mit über 940 m SH über der Verebnungsfläche des Achenseedammes und könnte aufgrund der unmittelbaren Grundgebirgsnähe somit als

älterer Erosionsrest oder als Erosionsrelikt des Maximalstands des Zillertalgletschers aufgefaßt werden.

Eine befriedigende Klärung der Fragen um die Ausdehnung und Existenz der hangenden glazialen Sedimente im Gebiet des Achenseedammes ist nur durch künstliche Aufschlüsse zu erwarten.

Dabei wäre auch zu klären, ob der heutige Achensee als der Rest eines Eisrandsees aufzufassen ist und/oder ob die Wanne des Achensees glazialerosiv angelegt wurde und ob etwaige Felsschwellen im Dammbereich existieren.

Unter der derzeitigen Annahme einer begrenzten Verbreitung von glazialen Sedimenten des Zillertalgletschers im Gebiet der Zillertalmündung und einer ebenfalls begrenzten Verbreitung kalkalpiner Grundmoräne im Gebiet Tiefentaler Graben – Weissenbach – Seespitz wäre aus derzeitiger Sicht auch eine spätglaziale Entstehung des Achenseedammes nicht auszuschließen.

Das Abschmelzen des Eises im Gebiet der Zillertalmündung wird durch vereinzelt Eisrandterrassen westlich von Wiesing-Erlach und durch Toteisformen westlich von Münster dokumentiert.

5. Resümee

Die vorgestellten Ergebnisse basieren auf einer soliden geologischen Detailkartierung mit lithofaziellen Schwerpunkt. Sedimentpetrographische Analysen runden das Bild ab bzw. zeigen Möglichkeiten für weiterführende Untersuchungen auf.

Im faziellen Aufbau des Achenseedammes werden grundlegende fazielle Zusammenhänge für das Verständnis pleistozäner Sedimentationsprozesse im Tiroler Inntal erkannt. Der Achenseedamm ist ein Produkt pro- und randglazialer Akkumulation im Zusammenhang mit einem in das Haupttal vorstoßenden Seitentalgletscher.

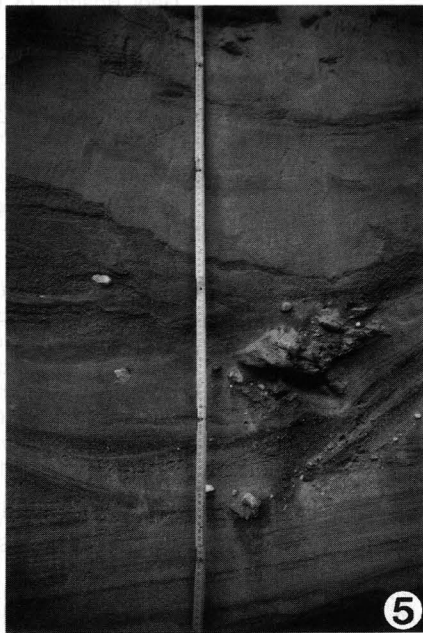
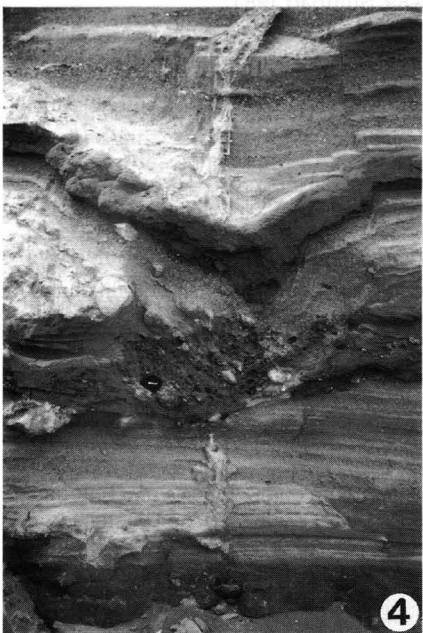
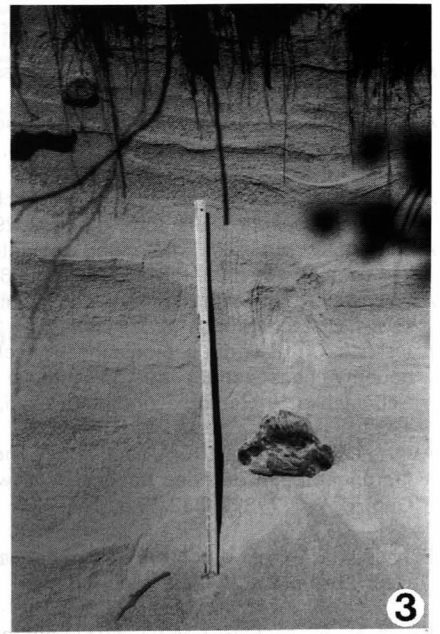
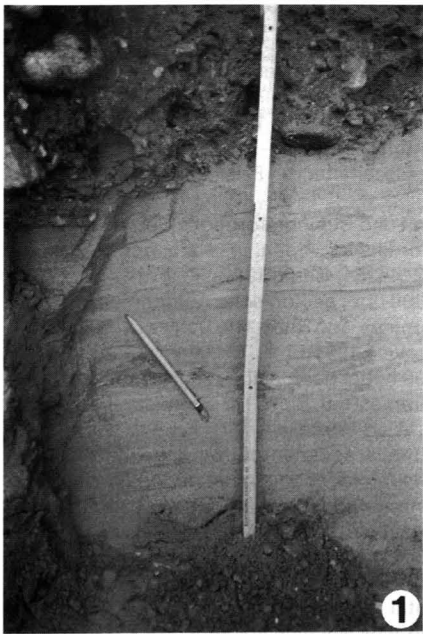
Eine chronostratigraphische Einordnung der Abdämmung des Achentales kann nicht erfolgen. Wegen des Fehlens eindeutiger Hinweise für ein Überfahren des Achenseedammes durch einen Zweig des Inngletschers kann eine spätglaziale Entstehung desselben daher nicht ausgeschlossen werden.

Beispiele im Oberen Inntal zeigen ebenfalls, daß die Akkumulation im Haupttal in hohem Maß durch die glaziale und glazifluviale Dynamik der Seitentäler bestimmt wurde (POSCHER, in Vorber.). Es ist belegbar, daß der Aufbau des Eisstromnetzes im Inntal durchwegs durch den Vorstoß der Lokalgletscher in ein weitestgehend eisfreies Inntal erfolgte.

Der Aufbau des Achenseedammes zeigt, daß lakustrine (Stau)-Seesedimente in den Terrassensedimenten des Tiroler Inntals durch vergleichbare Ereignisse – vor allem durch hohe proglaziale Akkumulationsraten im Mündungsbereich der großen Seitentäler – verursacht werden können.

Mit diesen Ergebnissen werden ursprüngliche Ansichten aus der Frühzeit der Quartärforschung betreffend die Genese des Achenseedammes bestätigt. – Stellt sich angesichts der bewegten Erforschungsgeschichte des „Inntalquartärs“ die Frage: Heureka, oder Tradition des Irrtums mit größerem methodischem Aufwand?

- Fig. 1: **Proglaziale und randglaziale Sedimente, Kasbachgraben Profil 3 ca. 750 m SH.**
Schichtversätze in feinklastischen Sedimenten, die diskontinuierlich in ungeschichtete schluffreiche Kiese (vereinzelt mit gekritzten Komponenten) eingeschaltet sind; Basis der glazilakustrinen Sedimente, die an beiden Flanken des Kasbachs im Niveau der Grundmoräne- und Blocksandvorkommen von Fischl auftreten.
Maßstablänge 60 cm.
- Fig. 2: **Proglaziale und randglaziale Sedimente, Kasbachgraben Profil 5 ca. 760 m SH.**
Resedimentierte Feinklastika im unmittelbar Hangenden der glazilakustrinen Sedimente.
Maßstablänge 60 cm.
- Fig. 3: **Distale Deltasedimente mit Dropstones, Kasbachgraben südlich von Profil 6.**
Maßstablänge 60 cm.
- Fig. 4: **Resedimentierter Diamiktblock in den Terrassensedimenten östlich von Innsbruck.**
Die grabenbruchartigen Schichtversätze in den hangenden Sedimenten werden durch das postsedimentäre Ausschmelzen von Eis verursacht.
Nach KRAINER & POSCHER, 1990.
- Fig. 5: **Distale Deltasedimente, Kasbachgraben Profil 2 ca. 860 m SH.**
Resedimentierter Diamiktblock mit strukturellem Inventar wie in Fig. 4.
Maßstablänge 100 cm.
- Fig. 6: **Distale Deltasedimente, Kasbachgraben Profil 3 ca. 840 m SH.**
Fazieller Übergang der sandig-distalen Deltasedimente in die Foresets des Kiesdeltas mit ersten Kiesschnüren und Kiesnestern, tw. auch Dropstones; beachte die Komponente aus der permischen Basisbreccie in Bildmitte.
Maßstablänge 80 cm.
- Fig. 7: **Rezentes Beispiel zum möglichen Environment in der Frühphase der pro- und randglazialen Deltabildung bei fortschreitender Verlandung des „Paläoachensees“ im Kasbachgraben (Bändertonnee).**
„Sandersee“ im ehemaligen Zungenbecken der Pasterze während hohen Schmelzwasserabflusses im Spätsommer; die Schmelzwässer münden in Form eines breiten und flachen Deltas in den Sandersee; beachte die Bildung von Toteislöchern im Bild rechts.
- Fig. 8: **Rezentes Beispiel zu einem möglichen Landschaftsbild beim Vorstoß der Vergletscherung in das Vorland bzw. in ein eisfreies Haupttal.**
Mulajökull – Ausflußgletscher im Gebiet des Hofsjökull (Island); Breite des Eislobus ca. 5 km, Niveauunterschied zwischen Hochfläche und Vorland ca. 1000 m, Moränenwälle entfernungsbedingt (15 km) nicht erkennbar.



Literatur

- AMPFERER, O.: Studien über die Inntalterrassen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **54**, 91–160, Wien 1904.
- AMPFERER, O.: Aus der geologischen Geschichte des Achensees. – Zeitschr. d. Dt. & Österr. Alpenvereins, **36**, 1–15, München 1905.
- AMPFERER, O.: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. – Zeitschr. f. Gletscherkunde, **2**, 29–54, Berlin 1907.
- AMPFERER, O.: Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **1908/4**, 87–97, Wien 1908a.
- AMPFERER, O.: Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. – Zeitschr. f. Gletscherkunde, **3**, 111–142, Wien 1908b.
- AMPFERER, O.: Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing-Scholastika. – Geologie und Bauwesen, **11**, 101–112, Wien 1939.
- AMPFERER, O. & PINTER, K.: Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseekraftwerkes in Tirol. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 279–332, Wien 1927.
- BLAAS, J.: Ein Profil durch die Achensee-Dammschotter. – Verh. Geol. R.-A., **12**, 232–234, Wien 1889.
- EYLES, N., EYLES, C.H. & MIAL, A.D.: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – Sedimentology, **30**, 393–410, Oxford 1983.
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. – 545 S., Innsbruck (Wagner) 1913.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M.: Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A Synopsis. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 335–341, Wien 1980.
- KASCHANIAN, B.: Korngrößenverteilung und Schwermineralführung in den Flußsanden der Ziller (Tirol/Österreich). – Berliner geowiss. Abh. (A), **29**, 1–58, Berlin 1980.
- KRAINER, K. & POSCHER, G.: Ice-rich, redeposited diamict blocks and associated structures in Quaternary outwash sediments of the Inn Valley near Innsbruck, Austria. – Geogr. Ann., **72A** (3–4), 249–255, Stockholm 1990.
- KRAINER, K. & POSCHER, G.: Sedimentologische Beobachtungen im Gletschervorfeld der Pasterze (Glocknergruppe, Hohe Tauern). – Carinthia II, **182/102**, 317–343, Klagenfurt 1992.
- MIAL, A.D.: A review of the braided-river depositional environment. – Earth Sci. Rev., **13**, 1–62, Amsterdam 1977.
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. – 483 S., Leipzig (Barth) 1882.
- PENCK, A. (1902): Die Inntal-Terrasse. – In: A. PENCK & E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd. 1, 315–332, Leipzig (Tauchnitz) 1909.
- PENCK, A.: Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Inter-glazialzeit in den nördlichen Alpen. – Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., **19/20**, 214–251, Berlin 1922.
- POSCHER, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 497–498, Wien 1991.
- POSCHER, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 730–731, Wien 1992a.
- POSCHER, G.: Mikrotexturelle, sedimentpetrographische und geochemische Vergleichsuntersuchungen an jungpaläozoischen Diamiktiten der Ostantarktis, präkambrischen Diamiktiten Schottlands und glazialen Sedimenten der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 493–511, Wien 1992b.
- POSCHER, G.: Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern – Teil 2: Die Mündung des Sellraintales westlich von Innsbruck. – in Vorber.
- ROTH, R.: Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjoch-Gneise (Tirol). – Geol. Rdsch., **73**, 69–89, Stuttgart 1984.
- SARNTHEIN, R.v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. II. Teil: Seen der Nordtiroler Kalkalpen. – Beihefte zum Bot. Centralblatt, **60**, Abt. B, 437–492, Dresden 1940.
- ZÖKE, M.-E.: Tiroler Bändertone. – Unveröff. Diss. Univ. Göttingen, 50 S., Göttingen 1944.

Gutachten, Normen

- GASSER, G.: Bericht über die hydrogeologischen Untersuchungen im Raume N Jenbach. – 21 S., 13 Anlagen, Unveröffent. Bericht, Büro für Hydrogeologie und Bohrwesen Ges.m.b.H. Dr. G. Gasser, Jenbach 1990.
- POSCHER, G.: Bericht zur geotechnischen Kartierung Jenbach-Kasbach (1 : 5.000). – Unveröffent. Bericht mit Karte 1 : 5.000, 6 S., Büro für Hydrogeologie und Bohrwesen Ges.m.b.H. Dr. G. Gasser, Jenbach 1989.
- Ö NORM B 4401 Teil 4: Erkundung durch Schürfe und Bohrungen sowie Entnahme von Proben – Zeichnerische Darstellung der Ergebnisse. – 16 S., Wien 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Juli 1993

