

Arbeitstagung 2011 der
Geologischen Bundesanstalt
Blatt 88 Achenkirch

Achenkirch
19.–23. September 2011

Redaktion: Alfred Gruber

Titelbild:

Blick vom Vorderunnutz (2078 m) nach SE auf die Nordabstürze des Rofengebirges mit seinen großen Falten- und Überschiebungs-Strukturen.

Impressum

ISBN-13: 978-3-85316-059-6

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit

Für die Redaktion verantwortlich: Mag. Alfred Gruber

Layout: Dido Massimo

Umschlag: Monika Brüggemann-Ledolter

Verlagsort: Wien

Herstellungsort: Wien

Satz: Geologische Bundesanstalt

Alle Neulinggasse 38, A 1030 Wien

Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, Piaristengasse 19, 1080 Wien.

Inhalt

Programm der Tagung	iii
Anschriften der Autoren	v
Vorwort	viii
Beiträge	
Zur Erinnerung an Prof. Dr. Werner Quenstedt, den paläontologischen und geologischen Erforscher des Achentales K. JAKSCH	3
Die neue Geologische Karte „Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“. Einführung und geologische Forschungsgeschichte A. GRUBER	5
Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge A. v. HILLEBRANDT und K. KMENT	17
Neue Radiolarienfaunen aus der Ruhpolding-Formation im Liegenden der Rofan-Brekzie des Rofan-/Sonnwendgebirges: Implikationen zur Deckenneugliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen H.-J. GAWLICK, H. SUZUKI und S. MISSONI	39
3D-Geometrie der Strukturen zwischen Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale H. ORTNER und A. GRUBER	51
Ein Beitrag zum Vergleich von Karbonatmikrofazies, Weißmetrik und Chemismus aus dem Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Oberrhätalk im weiteren Umkreis des Rofan-Gebirges (Tirol) B. MOSHAMMER	69
Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials J.M. REITNER	79
Gravitative Massenbewegungen in der Karwendel- und in der Thiersee-Synklinale auf ÖK 88 Achenkirch mit Schwerpunkt Einzugsgebiet des Kesselbaches (Bächental) M. LOTTER & A. GRUBER	89
Geotechnische Besonderheiten bei „Vorderriß I“ und anderen übertiefen Bohrungen durch die Nördlichen Kalkalpen F. MARSCH	109
Vorträge	
Web-basierte Thesaurus-Services der Geologischen Bundesanstalt zur Harmonisierung von kartenbasierten Geodaten M. EBNER	115
The Jurassic Begins in Karwendel! The Triassic/Jurassic GSSP and New Advances on the End-Triassic Mass-Extinction Der Jura fängt im Karwendel an! Der Trias-Jura-GSSP und neue Erkenntnisse über das Massensterben am Ende der Trias S. RICHOZ	117

Poster

Seetone aus Quartärablagerungen auf Blatt ÖK 88 Achenkirch A. GRUBER, J. RABEDER und I. WIMMER-FREY	121
Central Europe Projekt TRANSENERGY Ch. HÖRFARTER und R. BERKA	125
Muttergesteinspotential und organisch-geochemische Charakteristika der Sachrang-Subformation (Unter-Toarcium, Nördliche Kalkalpen, Unkener Mulde) S. NEUMEISTER, H.-J. GAWLICK, R. GRATZER und R. BECHTEL	128
Slump Structures and Paleoslope: Case Study in Pelagic Limestones of the Ammergau Formation, Ampelsbach Gorge, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria H. ORTNER und S. KILIAN	133
Der Alpenpark Karwendel – der größte Naturpark Österreichs H. SONNTAG	135
Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 8435 Fall – Grenzüberschreitende Zusammenarbeit und Geologie U. TEIPEL und, T. HORNUNG	137

Exkursionen

Montag, 19. 09. 2011

Exkursion E1 – Faziesmodell der Zentralalpinen Kiese und deren Deckschichten als Grundlage für den Ausbau der wasserwirtschaftlichen Nutzung des Achenseedamms U. BURGER, S. EDER und G. POSCHER	141
--	-----

Mittwoch, 21. 09. 2011

Exkursion E2a – Rofangebirge R. BRANDNER und A. GRUBER	149
Exkursion E2b/1 – Die prähochglazialen Felsgleitungen von Mariastein und vom Butterbichl am Unterangerberg J.M. REITNER, A. GRUBER und T. STRAUHAL	169
Exkursion E2b/2 – Die Bergstürze des Pletzackkogels bei Kramsach G. PATZELT	191

Donnerstag, 22. 09. 2011

Exkursion E3 – Achental – Bächental R. BRANDNER, M. LOTTER, A. GRUBER und H. ORTNER	199
--	-----

Freitag, 23. 09. 2011

Exkursion E4 – Steinberg am Rofan, Isar- und Risstal	225
Exkursion E4a – Ablagerungs- und Flussgeschichte während des späten Quartärs im Bereich nördlich des Rofan A. GRUBER, L. WISCHOUNIG und D. SANDERS	226
Exkursion E4b – Der Sylvensteinspeicher G. OVERHOFF, T. LANG und M. POPP	247
Exkursion E4c – Tiefbohrung Vorderriß I G.H. BACHMANN und M. MÜLLER	255
Exkursion E4d – Quartär des Risstales Ch. SPÖTL	261

Programm der Tagung

Montag, 19. 09. 2011

Exkursion E1 – Faziesmodell der Zentralalpinen Kiese und deren Deckschichten als Grundlage für den Ausbau der wasserwirtschaftlichen Nutzung des Achenseedamms (Beginn 14:00 Uhr)
U. BURGER, S. EDER und G. POSCHER

Dienstag, 20. 09. 2011

08:30–18:30 Vortragsprogramm im Kulturzentrum Altes Widum (neben Volksschule und Kirche)

Moderation: Hans Georg Krenmayr (Vormittag)

Landeshauptmannstellvertreter Anton STEIXNER: Grußworte des Landes Tirol.

Bürgermeister Stefan MESSNER: Grußworte der Gemeinde.

Hans Georg KRENMAYR: Grußworte in Vertretung des Direktors der Geologischen Bundesanstalt Peter Seifert.

09:00 A. GRUBER, R. BRANDNER, A. SPIELER & T. SAUSGRUBER: Die Geologie von Kartenblatt GK 50, Blatt 88 Achenkirch – ein Überblick.

09:25 R. BRANDNER und L. KRYSZYN: Präkretazische Becken und Plattformen der westlichen Kalkalpen: kompatibel mit derzeitiger Deckengliederung und großräumigen Seitenverschiebungen?

09:50 S. RICHOSZ: Der Jura fängt im Karwendel an! Der Trias-Jura-GSSP und neue Erkenntnisse über das Massensterben am Ende der Trias.

10:15 Kaffeepause

10:45 A. v. HILLEBRANDT & K. KMENT: Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge.

11:10 R. BRANDNER, T. SAUSGRUBER & A. SPIELER: Vom Bächentaler Jurabecken zur Achenentaler Schubmasse.

11:35 H. ORTNER: 3D-Geometrie zwischen Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale.

12 Uhr Mittagspause, 90 Min., Shuttledienst der Gemeinde Achenkirch zum Gasthaus Fischerwirt.

Moderation: Diethard G. Sanders (Nachmittag)

13:30 Jürgen REITNER: Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials.

13:55 Gerhard POSCHER: Der Achenseedamm – eine Schlüsselstelle zum Verständnis der Genese der pleistozänen Terrassensedimente im mittleren Inntal?

14:20 Christoph SPÖTL, Susanne BRANDSTÄTTER, Katrin BÜSEL & Michael MEYER: Das Quartär des zentralen Karwendel.

14:45 Gernot PATZELT: Die Bergstürze des Pletzackkogels, Kramsach, Tirol.

15:10 Kaffeepause

15:40 Michael LOTTER & ALFRED GRUBER: Komplexe gravitative Massenbewegungen in der Karwendel- und in der Thiersee-Synklinale auf ÖK 88 Achenkirch mit Schwerpunkt Einzugsgebiet des Kesselbaches/Bächental.

16:05 Marcus EBNER: Web-basierte Thesaurus-Services der Geologischen Bundesanstalt zur Harmonisierung von kartenbasierten Geodaten

16:30 Hans Georg KRENMAYR: Stand und Herausforderungen der Geologischen Landesaufnahme in Österreich.

16:55 Gunther HEISSEL: Landesgeologen – Mittler zwischen Natur und Mensch. Die Landesgeologie Tirol stellt sich vor.

17:20–18:30 Postersession:

A. GRUBER, J. RABEDER und I. WIMMER-FREY: Seetone aus Quartärablagerungen auf Blatt ÖK 88 Achenkirch

Ch. HÖRFARTER, R. BERKA und G. SCHUBERT: Central Europe Projekt Transenergy

S. NEUMEISTER, H.-J. GAWLICK, R. GRATZER und R. BECHTEL: Muttergesteinspotential und organisch-geochemische Charakteristika der Sachrang-Subformation (Unter-Toarcium, Nördliche Kalkalpen, Unkener Mulde)

H. SONNTAG: Der Alpenpark Karwendel – der größte Naturpark Österreichs

U. TEIPEL und Th. HORNING: Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 8435 Fall – Grenz-überschreitende Zusammenarbeit und Geologie

Ende: 18:30

Anschließend Empfang der Gemeinde Achenkirch

Mittwoch, 21. 09. 2011

Exkursion E2a – Rofangebirge (Beginn 8:00 Uhr)

R. BRANDNER und A. GRUBER

Exkursion E2b/1 – Die prähochglazialen Felsgleitungen von Mariastein und vom Butterbichl am Unterangerberg (Beginn 8:00 Uhr)

J.M. REITNER und A. GRUBER

Exkursion E2b/2 – Die Bergstürze des Pletzackkogels bei Kramsach (Beginn 8:00 Uhr)

G. PATZELT

20 Uhr: Öffentlicher Vortrag: Wie viele „Gebirge“ stecken in den Alpen?

B. FÜGENSCHUH. Im Kulturzentrum „Altes Widum“.

Donnerstag, 22. 09. 2011

Exkursion E3 – Achantal – Bächental (Beginn 8:00 Uhr)

R. BRANDNER, M. LOTTER, A. GRUBER und H. ORTNER

Freitag, 23. 09. 2011

Exkursion E4a – Steinberg am Rofan, Isar- und Ristal (Beginn 8:00 Uhr)

A. GRUBER, L. WISCHOUNIG und D. SANDERS

Exkursion E4b – Der Sylvensteinspeicher (Beginn 8:00 Uhr)

G. OVERHOFF, T. LANG und M. POPP

Exkursion E4c – Tiefbohrung Vorderriß I (Beginn 8:00 Uhr)

G.H. BACHMANN und M. MÜLLER

Exkursion E4d – Quartär des Ristales (Beginn 8:00 Uhr)

Ch. SPÖTL

Anschriften der Verfasser

Prof. Dr. Gerhard H. BACHMANN: Martin-Luther-Universität, Institut für Geowissenschaften, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle (Saale), Deutschland.
gerhard.bachmann@geo.uni-halle.de

Dr. Dipl.-Min. Achim BECHTEL: Montanuniversität Leoben, Institut für Erdölgeologie, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben.
Achim.Bechtel@mu-leoben.at

Mag. Rudolf BERKA: FA Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien
Rudolf.Berka@geologie.ac.at

Univ.-Prof. Dr. Rainer BRANDNER: Inst. f. Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck, Innrain 52, A 6020 Innsbruck.
Rainer.Brandner@uibk.ac.at

Mag. Ulrich BURGER: ILF ZT GmbH; aktuell: Brenner Basistunnel BBT SE, Grabenweg 3, 6020 Innsbruck.
ulrich.burger@bbt-se.com

Dr. Marcus EBNER: FA Kartographie und Graphik, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Marcus.Ebner@geologie.ac.at

Dipl.-Ing. Stefan EDER: ILF ZT GmbH, Feldkreuzstraße 3, 6063 Rum bei Innsbruck.
stefan.eder@ilf.com

Ass.-Prof. Dr. Hans-Jürgen GAWLICK: Montanuniversität Leoben, Institut Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben.
hans-juergen.gawlick@mu-leoben.at

Ass.-Prof. Dr. Reinhard GRATZER: Institut für Prospektion & Angewandte Sedimentologie, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben.
gratzer@mu-leoben.at

Mag. Alfred GRUBER: FA Sedimentgeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Alfred.Gruber@geologie.ac.at

Prof. Dr. Axel von HILLEBRANDT: Institut für Angewandte Geowissenschaften, Sekr. EB 10, Technische Universität Berlin, Ernst Reuter-Platz 1, 10587 Berlin, Deutschland.
axel.vonhillebrandt@campus.tu-berlin.de

Mag. Christine HÖRFARTER: FA Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Christine.Hörfarter@geologie.ac.at

Dr. Thomas HORNUNG: GWU GmbH, Bayerhamerstraße 57, 5020 Salzburg.
Dipl.-Geol. Dr. Thomas HORNUNG: Königsseer Straße 35/1/3, 83471 Berchtesgaden, Deutschland
tompal@gmx.net

Dr. Kurt JAKSCH: Fieberbrunner Straße 5a, 6380 St. Johann i. Tirol:

Mag. Sinah KILIAN: Inst. f. Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck, Innrain 52, A 6020 Innsbruck.
sinah.kilian@student.uibk.ac.at

Mag. Kurt KMENT: Juifenstraße 22, 83646 Bad Tölz, Deutschland.
kurt.kment@freenet.de

Dr. Tobias LANG: Fachbereich Talsperren / Hochwasservorhersagezentrale, Wasserwirtschaftsamt Weilheim.
tobias.lang@wwa-wm.bayern.de

Dr. Michael LOTTER: FA Ingenieurgeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Michael.Lotter@geologie.ac.at

Dr. Friedrich W. MARSCH: Aslangasse 41, 1190 Wien; Oberlungitz 67, 8230 Hartberg.
hydroalpina@aon.at

Dr. mont. Sigrid MISSONI: Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben.
s.missoni@daad-alumni.de

Dr. Beatrix MOSHAMMER: FA Rohstoffgeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Beatrix.Moshammer@geologie.ac.at

Dr. Manfred MÜLLER: Tegelbergstr. 2, 86956 Schongau, Deutschland.

Dipl.-Ing. Stefan NEUMEISTER: Institut für Prospektion & Angewandte Sedimentologie, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben.
stefan.neumeister@unileoben.ac.at

a.o. Univ.-Prof. Mag. Dr. Hugo ORTNER: Inst. f. Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck, Innrain 52, A 6020 Innsbruck.
Hugo.Ortner@uibk.ac.at

Dipl.-Ing. Gregor OVERHOFF: Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit, Rosenkavalierplatz 2, 81925 München.

Prof. Dr. Gernot PATZELT: Institut für Hochgebirgsforschung der Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.
Gernot.Patzelt@uibk.ac.at

Dipl.-Ing. Martin POPP: Bayerisches Landesamt für Umwelt, Lazarettstr. 67, 80636 München.

Mag. Dr. Gerhard POSCHER: geo.zt GmbH, Saline 17, 6060 Hall in Tirol.
gerhard.poscher@geo-zt.at

Mag. Julia RABEDER: FA Rohstoffgeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Julia.Rabeder@geologie.ac.at

Dr. Jürgen M. REITNER: FA Sedimentgeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Jürgen.Reitner@geologie.ac.at

Dr. Sylvain RICHOSZ: Institut für Erdwissenschaften, Bereich Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz.
sylvain.richoz@uni-graz.at

a.o. Univ.-Prof. Mag. Dr. Diethard SANDERS: Inst. f. Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.
Diethard.Sanders@uibk.ac.at

Dr. Gerhard SCHUBERT: FA Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Gerhard.Schubert@geologie.ac.at

Mag. Hermann SONNTAG: Verein Alpenpark Karwendel, Lendgasse 10a, 6060 Hall in Tirol.
hermann.sonntag@karwendel.org

Univ.-Prof. Mag. Dr. Christoph SPÖTL: Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Univ. Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.
Christoph.Spötl@uibk.ac.at

Mag. Thomas STRAUHAL: Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.

thomas.strauhal@student.uibk.ac.at

Dr. Hisashi SUZUKI: Otani University, Koyama-Kamifusa-cho, Kita-ku, Kyoto 603-8143, Japan.

hsuzuki@res.otani.ac.jp

Dr. Ulrich TEIPEL: Bayerisches Landesamt für Umwelt – Geologischer Dienst, Lazarettstr. 67, 80636 München, Deutschland.

Dr. Inge WIMMER-FREY: FA Rohstoffgeologie, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

i.wimmer-frey@geologie.ac.at

Lukas WISCHOUNIG: Winklehner Geo Konsulenten, Ingenieurbüro für Angewandte Geologie KG, 6065 Thaur bei Innsbruck, Moosgasse 38e.

b@winklehner.at

Vorwort

Die Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt stellt einen Fixpunkt der geologischen Forschung in Österreich dar. Die detaillierte geologische Kartierung des Bundesgebiets ist ein gesetzlicher Auftrag und ein wichtiges Standbein geowissenschaftlicher Grundlagenforschung. Wir sind froh, dass wir diese gesellschaftlich relevante, wesentliche Arbeit nach wie vor leisten können. Die politische Unterstützung dafür ist im europäischen Raum nicht mehr selbstverständlich.

Das Thema, zu dem sich Fachexperten aus allen Disziplinen der Geowissenschaften einbringen, ist diesmal die Region Achensee in Tirol. Die GBA als Veranstalter bietet eine Plattform des konstruktiven Dialogs und ist Garant, dass die Ergebnisse sowohl als gedruckte Karte mit den dazugehörigen Erläuterungen als auch als GIS-Datensatz als Publikationen allen Interessierten zugänglich gemacht werden. Eine Zusammenfassung der Vorträge und Exkursionsinhalte liegt in Form dieses Bandes vor.

Zum Wesen der Arbeitstagungen gehören Exkursionen im Raum des vorgestellten Kartenblatts. Die Erläuterungen des geologischen Modells direkt am geologischen Aufschluss und das gemeinsame Diskutieren bringen oft wichtige Impulse für den Fortschritt erdwissenschaftlicher Arbeit.

In der Region Achensee können wir verschiedene Teilaspekte der Erdwissenschaften auf engem Raum studieren und zwar die Faziesentwicklung der Kalkalpen, die komplexe Tektonik, die Hydrogeologie, Naturgefahren und die vielfältigen Quartärsedimente sowie deren Bedeutung für die erwähnten Teilaspekte.

Der Weg des Dialoges zwischen Grundlagenforschung und der Angewandten Forschung, die sich an den stets ändernden Bedürfnissen der Gesellschaft orientiert, hat sich als wertvoll und nützlich erwiesen und gilt auch weiterhin als Grundprinzip für die Arbeit der GBA.

Mein Dank gilt allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der GBA sowie den auswärtigen Experten, die zum Gelingen der Arbeitstagung mitgeholfen haben. Mögen die Ergebnisse unserer gemeinsamen Arbeit der Gesellschaft zum nachhaltigen Nutzen dienen.

Dr. Peter Seifert

Beiträge

Zur Erinnerung an Prof. Dr. Werner Quenstedt, den paläontologischen und geologischen Erforscher des Achantales

K. JAKSCH

In den 1930er Jahren entdeckte der 1893 in München geborene, aber in Berlin wirkende Dozent Dr. Werner Quenstedt seine landschaftliche und geologische Vorliebe für das Tiroler Achantal; und wenn er anfänglich nicht daran dachte, hier geologisch etwas Entscheidendes hinzufügen zu können, wurde er bei seinen ersten Übersichtsbegehungen bald von einer notwendig gewordenen Neubearbeitung überzeugt, die von einer detaillierten biostratigraphischen Zuwendung auszugehen hatte. Im Bestreben, auch in dieser kalkalpinen Landschaft mit ihren ganz anderen lithologischen und biostratigraphischen Voraussetzungen als in Schwaben – wie bereits Werner Quenstedts Großvater Friedrich August Quenstedt Mitte des 19. Jahrhunderts – eine genaue Stufengliederung des Jura vorzunehmen, musste der Enkel jedoch weitgehend auf einer ganz anders gestalteten Makrofossilienbasis aufbauen.

Längst lagen über die nun heranzuziehenden Aptychen und Rhynchotheuten (Ryncholithen) umfangreiche Monographien vor (TRAUTH, 1927–1938; TILL, 1906, 1907), aber diese waren mehr im Sinne einer notwendigen Bestandsaufnahme und Fundorterschaffung erstellt worden, weniger hinsichtlich eines (aufgrund gezielter Profilbeobachtungen) ermittelten Formenwandels. Doch nur eine solche Zielsetzung konnte die exakte Grundlage für eine geeignete biostratigraphische Anwendung sein.

Bei dieser biostratigraphischen Neuorientierung des alpinen Mittel- und Oberjura im Achantalgebiet, welche in einer übersichtlichen „Tabula Stratigraphica (Geohistorica) Mesozoici Achantalensis“ zusammengefasst wurde, fand die gezielte (verbesserte) Bewertung von Laev-, Laevilamell- und Punctaptychen eine entsprechende Berücksichtigung. Dabei wird in dieser übersichtlichen Darstellung auf die bereits von VACEK (1903–1925 Vizedirektor der K. k. Geologischen Reichsanstalt) geforderte Zweiteilung des Jura erneut hingewiesen, welche im Falle einer faunistischen Wende (wie auch mit dem Einsetzen kräftig verkalkter Aptychen) an der Grenze zwischen Unter- und Mitteldogger anzunehmen ist.

Für Quenstedt stand das Erfassen des Formenwandels der Aptychen im Vordergrund der Betrachtung, nicht nomenklatorische Probleme. Sicherlich wurde von ihm die Bedeutung einer reinen Deskription als Vorstufe zum Erfassen der Zusammenhänge nicht unterschätzt, aber gegenüber einer zum reinen Selbstzweck betriebenen Systematik (und zu den „allzu strengen Hütern der Nomenklatur“) hat sich Quenstedt eher reserviert verhalten.

Die bevorzugte Bedeutung der Aptychen ist eine biostratigraphische – das Erfassen ihres „vertikalen“ Formenwandels – und davon sollte eine nomenklatorische Betriebsamkeit, die leicht zu einem übermäßigen Anwachsen von „Subspezies“ (dieser Parataxa) führen kann, nicht ablenken; diesbezüglich sind die Befürchtungen SCHINDEWOLFS (1958) nicht unbegründet.

Das Ergebnis einer fast 20-jährigen Kartierungszeit – und noch ohne Einsatz der modernen Mikropaläontologie – war eine Kartenskizze 1:50.000 mit einer Ost-West-Ausdehnung vom Guffert bis zum Juifen, die leider nicht zur Publikation gelangte und nur ausnahmsweise als Kopie überliefert ist. Allerdings fand der Inhalt dieser Karte Eingang in die Bayerische Geologische Karte 1:100.000, Blatt Tegernsee, die von SCHMIDT-THOMÉ (1953) bearbeitet wurde. Erläuterungen hierzu fehlen. Unschwer lässt sich schon aus dieser Darstellung eine lehrreiche geologische Besonderheit ableiten: die durch eine Straße hervorragend aufgeschlossene, besonders bequem zugängliche Folge von Jura-Beckenfazies im Bereich der Ampelsbachschlucht und geringmächtigere Jura-Schwellenfazies im Filzmoosbach (hier mittlerweile auf Initiative der bayerischen Alpenvereins-Sektion Kauffering im Gelände entlang eines Geologischen Lehrpfades erläutert).

Die gewonnenen stratigraphischen Kenntnisse ermöglichten schon damals eine bessere tektonische Bewertung der „Achtentaler Schubmasse“, deren ehemaliges, nach Westen und Norden ausgedehntes Verbreitungsgebiet an isolierten Resten – vor der erosiv zurückversetzten (invers gelagerten) Wettersteinkalkfront von Unnutz (2078 m) und Guffert (2194 m) – rekonstruierbar ist.

Bei seinen Vorlesungen war Prof. Quenstedt, der nicht nur in Innsbruck, sondern auch in München und Regensburg wirkte, gezielt bemüht, das notwendige Faktenwissen auch aus der Sicht übergeordneter Zusammenhänge zu vermitteln, wobei wissenschaftsgeschichtliche Vertiefungen oft einen besonderen Vortragsschwerpunkt erfuhren. Ein „Verstehenlernen aus dem Werden“ wurde also nicht nur auf Grund der gegebenen Faktenfolge ermöglicht, sondern auch durch eine gezielte methodische Fragestellung, was im Gelände in Form eines Arbeitsunterrichtes geschah.

Die Neigung Prof. Quenstedts, nur weitgehend abgeschlossene Berichte und nicht Arbeitsberichte und Teilbearbeitungen zu veröffentlichen, führte leider dazu, dass durch seinen überraschenden Tod am 25. Oktober 1960 vieles nicht mehr bekannt werden konnte. So erschien beispielsweise von der geplanten Schriftenreihe „Biotropia“ nur eine einzige (wenn auch grundsätzliche) Ausgabe, und hunderte engbeschriftete Notizblätter blieben unbearbeitet.

Der rastlose und volle Einsatz einer hilfsbereiten Persönlichkeit, die durch die Art der Wissensvermittlung viele Schüler entscheidend geprägt hat, bleibt unvergessen.

Literatur

- JAKSCH, K. (2003): Werner Quenstedt und sein Achtentaler Ampelsbachprofil (Tirol) mit einem Beitrag zur frühen Lamellaptychenentwicklung. – Jb. Geol. B.-A., 143, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G. (1961): Werner Quenstedt, Nachruf. – Verh. Geol. B.-A., 1961/1, 1–5, Wien.
- QUENSTEDT, W. (1927): Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und bei der Einbettung. – Neues Jb. Mineral. Geol. Paläont., 58 B, Stuttgart.
- QUENSTEDT, W. (1951/52): Über grundlegende Begriffe der Stratigraphie und ihre Anwendung. – Acta Albertina (Regensburger Naturwissenschaften), Bd. I, Regensburg (Bosse Verlag).
- QUENSTEDT, W. (1951a): Geologische Exkursion in das Achenseegebiet (Tirol) am 9. u. 10. Sept. 1950. – Geologica Bavarica, 6, München.
- QUENSTEDT, W. (1951b): Geologisch-paläontologische Monographie des Achentales (Tirol). Teil I: Tabula stratigraphica (geohistorica) Mesozoici Achentalensis (Tirolis). – Biotropia, 1, Innsbruck (Verlag Felizian Rauch).
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1953): Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt Tegernsee. – München.
- TILL, A. (1906): Die Cephalopodengebisse aus dem schlesischen Neocom: Versuch einer Monographie der Rhyncholithen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., Wien.
- TILL, A. (1907): Die fossilen Cephalopodengebisse. – Jb. k.k. Geol. R.-A., Wien.
- TRAUTH, F. (1927): Aptychenstudien I. Über Aptychen im allgemeinen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 41, 171–259, Wien.
- TRAUTH, F. (1930): Aptychenstudien III–V. Nachtrag zu den „Aptychen im allgemeinen“. Die Aptychen des Dogger. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 44, 329–411, Wien.
- TRAUTH, F. (1935): Die zweivalvigen Aptychen des Lias. – Jahreshefte Ver. vaterländ. Naturkunde, 91, 22–58, Stuttgart.
- TRAUTH, F. (1936): Aptychenstudien VIII. Die Laevilamellaptychen des Oberjura und der Unterkreide. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 47, 127–145, Wien.
- TRAUTH, F. (1938): Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. – Palaeontographica, 88/A, 113–229, 6 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).

Die neue Geologische Karte „Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“ Einführung und geologische Forschungsgeschichte

A. GRUBER

Einführung

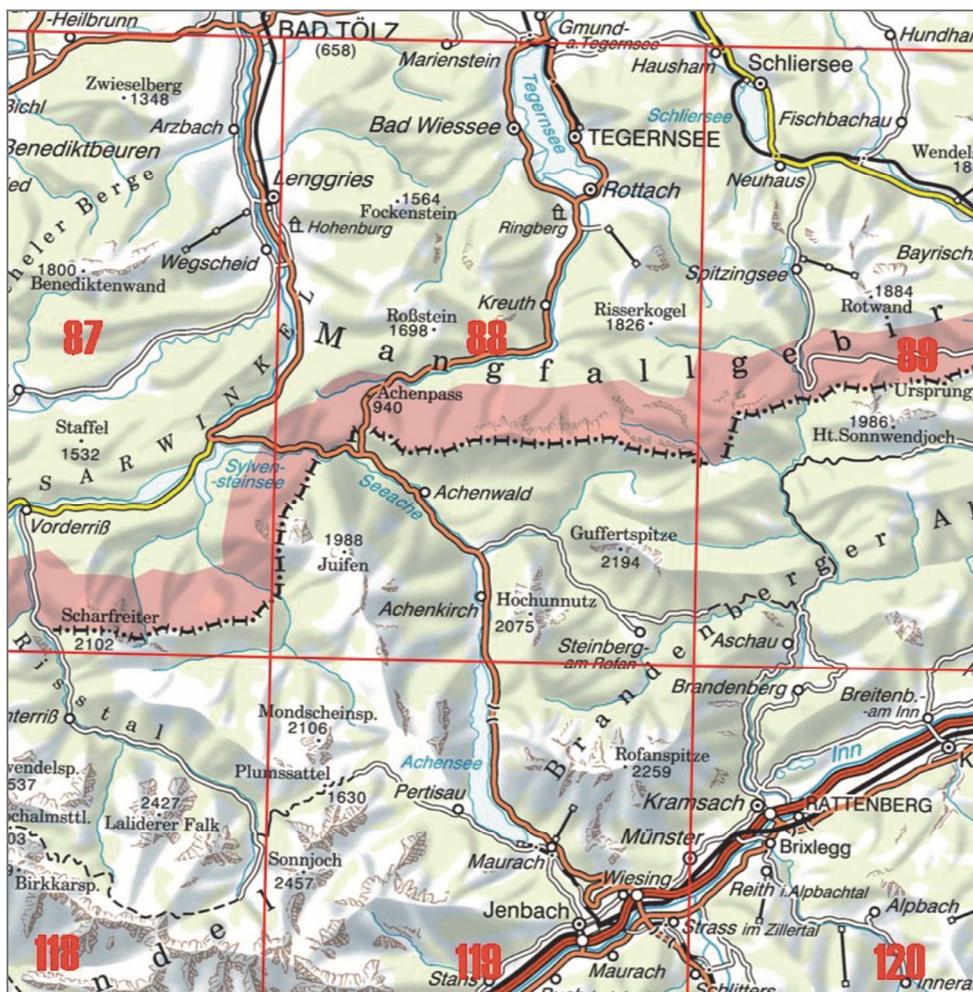
Es sind nunmehr fast 100 Jahre seit dem Erscheinen der letzten genauen geologischen Karte des Achentales verstrichen. Sie stammt von Otto Ampferer und wurde 1912 mit Erläuterungen im Maßstab 1:75.000 gedruckt (AMPFERER, 1912). Es war eine der ersten Karten, die Ampferer im Laufe seiner langjährigen, umfangreichen Aufnahmestätigkeit für die Geologische Reichs-/Bundesanstalt publizierte.

1926 wurde das Gebiet auf der Geologischen Karte des Deutschen Reiches 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee abgebildet, das von v. WOLF (1926) bearbeitet und erläutert wurde. Ihr liegt größtenteils die Kartierung von Ampferer zugrunde.

In der 2. Auflage dieses nunmehr als Geologische Karte von Bayern bezeichneten Blattes verwendete der Bearbeiter SCHMIDT-THOMÉ (1953) für den österreichischen Anteil die von Quenstedt in jahrelanger Arbeit erstellte Manuskriptkarte 1:50.000 des Achenseegebietes (QUENSTEDT, 1942), die das Kartenblatt stratigraphisch und strukturell wesentlich verbesserte.

Der ungünstige Blattschnitt und die etwas dezentrale Lage im Schatten von Karwendel- und Rofangebirge brachten es mit sich, dass der Fokus der weiteren Kartierungen in den südlicher gelegenen Gebieten lag, von denen in der Folge sehr genaue Karten veröffentlicht wurden. Es sind dies die „Geologische Karte des Sonnwendgebirges 1:10.000“ (WÄHNER & SPENGLER, 1935) und westlich anschließend die „Geologische Karte des östlichen Karwendelgebirges im Maßstab 1:25.000“ (AMPFERER & HEISSEL, 1950). Die geringere Beachtung des Gebiets von ÖK 88 Achenkirch rührt auch daher, dass geologische Detailkartierungen stets mit guten topographischen Kartenunterlagen verbunden waren und heute noch sind, diese aber für den gegenständlichen Raum lange Zeit nicht verfügbar waren. Die Alpenvereinskarte bot in anderen Gebieten ideale Voraussetzungen für geologische Kartierungen, die auch genutzt wurden (vgl. Geologische Karten der Lechtaler Alpen (AMPFERER, 1932) und des Kaisergebirges (AMPFERER, 1933) bzw. die Karte der Glocknergruppe (CORNELIUS & CLAR, 1935). Auch im angrenzenden Bayern wurden schon früh, mit Beginn der Ausgabe der offiziellen Landeskarte, geologische Karten 1:25.000 publiziert (z. B. OSSWALD, 1919; TRUSHEIM, 1930).

Der Redakteur des neuen Kartenblattes A. Gruber arbeitete – aufbauend auf den detaillierten Kartenmanuskripten von Sausgruber und Spieler – seit 2005 gemeinsam mit R. Brandner und M. Lotter an der Aufnahme und Fertigstellung des Blattes ÖK 88 Achenkirch. Diese Arbeiten erfolgten im Gelände unter Anwendung moderner Aufnahmekriterien für Fest- und Lockergesteine nach den neuesten Vorgaben der Geologischen Bundesanstalt. Insbesondere wurde auch Wert auf eine möglichst vollständige Erfassung der quartären Ablagerungen und Formen sowie der Massenbewegungssphänomene gelegt. Die Neuerkenntnisse der lithostratigraphischen Gliederung der kalkalpinen Schichtfolge (gemäß Stratigraphische Tabelle von Österreich, 2004) und neue wissenschaftliche Arbeiten zu diesem Thema, die im Raum Achensee – Karwendel durchgeführt wurden, fanden ebenso Berücksichtigung.



Blattschnitt der Österreichischen Karte 1:50.000 ÖK 88 Achenkirch aus AMAP 1:500.000. Die dem Tagungsband beiliegende geologische Karte 1:25.000 umfasst den österreichischen Anteil des Gesamtblattes.

Gegenstand der vorliegenden Betrachtungen ist der österreichische Anteil des Kartenblattes ÖK 88 Achenkirch, für den im Rahmen der Arbeitstagung 2011 eine Gebietskarte im Maßstab 1:25.000 erstellt wurde, die auch in gedruckter Form dem Tagungsband beigegeben wird. Diese Karte basiert großteils auf Geländeaufnahmen im Maßstab 1:10.000, die in den letzten 20 Jahren durchgeführt wurden. Den Grundstein für die Karte legten die modernen stratigraphisch-strukturellen Aufnahmen von **A. Spieler** und **T. Sausgruber** in den 80er und 90er Jahren des 20. Jahrhunderts, die im Rahmen einer Dissertation bzw. einer Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck unter der wissenschaftlichen Leitung von **R. Brandner** ausgeführt wurden. Thema dieser Arbeiten waren die räumlichen und zeitlichen Änderungen der Fazies im Jura und die strukturelle Entwicklung der „Achentaler Schubmasse“ und der Karwendel- und Thiersee-Synklinale im Zuge der Alpen Gebirgsbildung (Kreide bis Tertiär).

Die Kartierung von SAUSGRUBER (1994) deckt das zentrale Viertel des Blattes, die Gebiete zwischen Seeache und Ampelsbach bis zur Staatsgrenze sowie im Süden beide Talflanken des Achentales ab. Das Gebiet westlich davon, bis zur Blattgrenze, und die südlich und südwestlich auf den ÖK-Blättern 118 Innsbruck und 119 Schwaz anschließenden Areale der Karwendel-Synklinale nahm SPIELER (Aufnahmeberichte 1994, 1995) auf.

A. Gruber kartierte von 2005 bis 2011 das Gebiet östlich der Linie Ampelsbach/Unnütze sowie jenes nördlich des Schulterbergs, des Juifen und den Großteil westlich der Linie Rotwandalm – Tiefenbachalm – Hochleger neu (vgl. GRUBER, A., Aufnahmeberichte 2007, 2008a, 2008b). Die Mas-

senbewegungsphänomene des gesamten Blattbereiches erarbeitete er gemeinsam mit **M. Lotter**. Größere Teilkartierungen führte **J. Gruber** zwischen Sattelle und Guffertthütte, nördlich des Filzmoosbaches, am Nord- und Nordwestabhang des Schulterberges, Pitzkopfes und Juifen sowie entlang des Taschlbaches durch (GRUBER, J., 2009).

R. Brandner bearbeitete das zentrale Wettersteinkalk/dolomit-Areal an den Südabhängen des Guffert- und an den Nordostabhängen des Unnutzmassivs in fazieller Hinsicht. Er begleitete die Geländeaufnahmen während der gesamten Zeit auch in wissenschaftlicher Hinsicht. Weiters wurden Ergebnisse einer neuen Diplomarbeit zum Quartär des Steinberger Beckens (WISCHOUNIG, 2006, betreut von D. Sanders) und von Kartierungsübungen der Univ. Innsbruck im Abschnitt Unterautal/Hochplatte, Oberautal/Christlum in die Karte eingearbeitet. Die quartären Ablagerungen wurden von A. Gruber in großen Teilen des Kartengebietes unter Anleitung von **J. Reitner** neu bearbeitet oder in Teilbereichen kontrolliert.

Im Westen von Blatt Achenkirch und auf dem angrenzenden Blatt ÖK 87 Walchensee fanden gemeinsam mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt grenzüberschreitende Begehungen statt, da das Blatt Fall 1:25.000, welches sich mit Blatt Achenkirch überschneidet, zur gleichen Zeit von T. Horning bearbeitet wurde (Kurzfassung Teipel et al., dieser Band).

Die Verfasser betrachten es als günstige Gelegenheit, diesen geologisch vielfältig und komplex aufgebauten Ausschnitt der westlichen Nördlichen Kalkalpen, u. a. beflügelt durch die Fixierung des GSSP-Punktes der Trias-Jura-Grenze am nahe gelegenen Kuhjoch (Südschenkel der Karwendel-Synklinale) (KRISTYN, HILLEBRANDT & RICHOSZ, 2010) einem breiteren geologischen Publikum vorzustellen. Während der vier Exkursionstage bei der Arbeitstagung 2011 soll den Teilnehmern eine breite Palette an geowissenschaftlichen Themen an gut aufgeschlossenen Stellen der näheren und weiteren Umgebung von Achenkirch vorgestellt werden.

Geographischer Überblick

Das Gebiet des österreichischen Anteils des Blattes ÖK 88 Achenkirch, das in der neuen geologischen Gebietskarte dargestellt ist, besteht in topographischer Hinsicht grob aus dem breiten, N-S-verlaufenden Achental im zentralen Teil, aus den steilen Grasbergen des nördlichen Karwendelgebirges im W und aus den schroffen Kalkmassiven der Unnutze und des Guffert im Osten. Der Achensee ist gerade noch mit dem nördlichsten Seespitz auf dem Blatt vertreten. Im N bilden die nach S sanft, nach N steil abfallenden Blauberge die Grenze zu Bayern. Das bei Achenkirch etwa 1 km breite Achental wird im E vom wenig geliederten Steilabfall des Unnutzmassivs geprägt, währenddessen die Westseite zunächst sanft ansteigt und sich zuletzt sehr steil zum scharfen Schreckenspitzen-Juifen-Kamm aufschwingt. Von W münden auf gleicher Höhe wie der Talboden das breite Unterautal und Oberautal ein. Die Täler weiter nördlich weisen durchwegs tiefe, felsige Mündungsschluchten auf: Blaserbach, Dollmannsbach, Taschlbach, Hühnersbach. Die Westabdachung des Kammes Schreckenspitze – Juifen ist Teil des Bächentales, eines weitverzweigten Wald- und Almentales, das bei Fall ins Isartal mündet. Breite Übergänge führen nach S ins Ristal (Baumgarten- und Grasbergsattel), nach SE ins Gerntal (Schleimssattel) und nach E und NE ins Achental (Gröbner Hals, Rotwand-sattel). Bei Leithen macht das Achental einen Schwenk nach NW und führt abwechselnd mit Talverengungen und Talweitungen (Achenwald, ehemalige Grenzstation) ins Isartal bei Fall. Nördlich von Leithen weist das Gelände Mittelgebirgscharakter auf, gekennzeichnet von sanften Waldrücken und niederen Übergängen. Zwischen diesen Höhen und den Blaubergen verläuft in E-W-Richtung das verzweigte Waldtal des Klambaches. Bei Leithen nimmt das Achental von NE das zunächst schluchtartige, dann breiter werdende Ampelsbachtal auf. Am Köglboden verzweigt es sich: einerseits in das nach N ziehende Filzmoos-/Ampelsbachtal, welches die Einhänge von Halserspitze, Schneidjoch und Guffert-Nordseite entwässert und mit dem Schneidsattel und dem Issjöchl zwei breite Übergänge ins Brandenberger Tal aufweist; landschaftlicher Blickfang ist hier der schroffe Nord- und Nordwestabfall des Guffertmassivs. Nach SE führt andererseits das breite Schwarzenbachtal, welches das Guffertmassiv im E vom Unnutzmassiv im W trennt und einen niederen Zugang ins Becken von Steinberg ermöglicht. Zwischen dem Guffert im N, den Unnutzen im W und dem Rofan im S liegt das

weite Becken von Steinberg am Rofan, das durch die Klammern und Schluchten der Steinberger Ache und ihrer Nebenflüsse tief zerfurcht ist.

Höchster Punkt des Kartenblattes ist der mächtige Wettersteinkalkklotz des Guffert (2194 m), auch die drei Unnützgipfel (2007 m, 2075 m, 2078 m) und die Schreckenspitze (2022 m) überschreiten noch die 2000-m-Marke. Die mächtige Graspyramide des Juifen (1988 m) und eine Reihe markanter Gipfel wie Zundersp. (1926 m), Retherjoch (1905 m), Rether Kopf 1926 m), Kafell (1906 m), Marbichler Sp. (1898 m), Demeljoch (1924 m), Halser Sp. (1867 m), Hochplatte (1813 m) und Schneidjoch (1808 m) bleiben unter dieser Höhe. Charakteristische Bergformen sind daneben noch die Natterwand (1618 m) im NE, die Pyramide des Schildenstein (1613 m) im N, Schulterberg und Pitzkopf (1686 m bzw. 1670 m) im NW und Christlum- und Moosenkopf (1758 m bzw. 1750 m) im SW. Der tiefste Punkt im Einzugsgebiet der Seeache liegt etwa 760 m hoch, wo diese in den Sylvenstein-speicher-See einmündet. Die Steinberger Ache verlässt auf ca. 830 m Höhe das Blatt nach E. Weite Flächen des Kartenblattes liegen unterhalb von 1200 m.

Die verschiedenen Landschaftsformen wurden in charakteristischer Weise in Abhängigkeit vom lithologischen Untergrund und vom tektonischen Bau gebildet.



Schrägluftbild vom Achensee und Achental mit Unnützmassiv rechts, Karwendel-Vorberge links und tirolisch-bayrischem Grenzkamm Bildmitte hinten.

Die vielfältige Orographie spiegelt sich auch in der Hydrographie wider. Das Achenental und mit ihm der Achensee und die ihm tributären Karwendeltäler (Tristenau-, Falzthurn- und Gerntal) werden über die Seeache/Walchen in den Sylvensteinspeicher und damit in die Isar entwässert. Dies gilt auch für die Dürrach, die die Bäche des „Bächentales“ sammelt und südlich von Fall in den Sylvensteinspeicher einmündet. Die Blauberge bilden die Wasserscheide zwischen der Seeache im S und der Weißach im N, die als Zufluss der Mangfall bei Rosenheim in den Inn entwässert. Alle Gebiete östlich einer Linie Vorderunnutz – Guffert – Schneidjoch – Halserspitze fallen in das Einzugsgebiet der Steinberger Ache, des Weißenbaches und der Bairache, allesamt westseitige Zuflüsse der Brandenberger Ache, welche bei Kramsach in den Inn fließt. Die Hydrologie des Achen- und Bächentales wurde mit dem Bau des Achenseekraftwerkes (20er bzw. 40er/50er Jahre) nachhaltig verändert.

Die Wässer des Ampelsbaches, des Unteraubaches und ein Großteil der Zuflüsse des Bächentales wurden in den Achensee übergeleitet und der natürliche Seeabfluss, die Seeache, mit einem Damm abgesperrt. Das Wasser des Achensees wird über einen Druckstollen nach Jenbach und damit zum Inn abgearbeitet. Der Seespiegel ist jahreszeitlich großen künstlichen Schwankungen (Absenkungen bis 13 m) ausgesetzt.

Geologische Forschungsgeschichte

Der Achenseeraum wird erstmals 1849 auf einer geologischen Karte dargestellt: Die „Geognostische Karte Tirols“ erschien im Maßstab 1:115.200 und wurde vom Geognostischen Verein für Tirol und Vorarlberg herausgegeben; 1853 folgten die Erläuterungen zur Karte (WIDMANN, 1853). Wenig später veröffentlichte GÜMBEL (1861) die großangelegte Geognostische Karte des Königreichs Bayern im Maßstab 1:100.000; auf Blatt Miesbach ist der gesamte Achenseeraum dargestellt.

Schon vorher durchstreifte A. von Pichler mehrmals dieses Gebiet und berichtete als Erster von einer Überschiebung an der Unnutz-Westseite (PICHLER, 1856). 1869 beschreibt PICHLER wiederum vom Unnutz ein Profil in den Cardita-Schichten, in welchem er zahlreiche gut erhaltene „Lettenkohlen“-Pflanzen findet.

Erwähnenswert ist auch eine aus dieser Zeit von Pichler stammende handkolorierte Karte 1:200.000, die die Kalkalpen zwischen Seefeld und Kufstein abbildet und auf welcher 17 Schichtglieder ausgeschieden wurden, vom Bunten Sandstein bis zum Torf. In den Ostausläufern des Karwendelgebirges am Südrand des Achensees vermerkte Pichler den Unteren Alpenkalk und -dolomit mit Rauwacken und Gips, am Westabhang des Unnutz trug er einen Streifen Cardita-Schichten ein. Im Großteil des Rofanengebirges, am Fonsjoch und am Juifen, im Ampelsbach und am Südfall der Blauberge wies er Oberen Alpenkalk, Unteren und Oberen Lias aus. Neokom kommt im Bächental und insbesondere zwischen Filzmoosbach und Thiersee vor. Gosau tritt in Brandenberg auf, das Tertiär am Unter- und Oberangerberg war auch bekannt. An jungen (quartären) Ausscheidungen führte er Diluvium an, das an der Nordseite des Inn (Inntalterrassen) weit verbreitet ist und auch die Achenseeschwelle aufbaut. Neubildungen sind für ihn u. a. die Talböden der Karwendeltäler südwestlich und nördlich des Achensees (Oberautal). Präzise verzeichnet sind auch die Bergstürze vom Pletzackkogel und von Münster (siehe Patzelt, dieser Band). Gut erkennbar sind bereits die Anlage von Karwendel- und Thiersee-Synklinale und der berühmte Knick bei Achenkirch.

Wertvolle Grunderkenntnisse zur Stratigraphie des Karwendel- und Sonnwendgebirges, insbesondere der Trias und des Jura lieferten in der Folge RICHTHOFEN (1859), NEUMAYR (1879), MOJ-SISOVICS (1870, 1871), PICHLER (1856–1876), GEYER (1886), CLARK (1887), WÖHRMANN (1889) und HAHN (1911).

Schon bald kristallisierten sich regionale Schwerpunkte der Forschung heraus: das Karwendelgebirge in der Umgebung von Innsbruck, das Stanerjoch sowie das Sonnwendgebirge (Rofan) und das Fonsjoch an der Westseite des Achensees, welches wegen seiner reichen Lias-Fauna Berühmtheit erlangte (s. auch LANGE, 1952; BLIND, 1963; KARLE, 1984).

Rothpletz veröffentlichte 1888 die erste geologische Detailkarte des mittleren und nördlichen Karwendel im Maßstab 1:50.000 auf Basis der Alpenvereinskarte (ROTHPLETZ, 1888). Sie ist das

Ergebnis zweijähriger systematischer Kartierungen einer größeren Arbeitsgruppe. Die farbige Karte schließt auch das Gebiet westlich des Achentales um das Fonsjoch und den Juifen ein; es wurde von CLARK (1887) und SAPPER (1888) im Rahmen von Dissertationen bearbeitet und ist durch große Genauigkeit und struktureologische Details gekennzeichnet.

Das durch bahnbrechende Arbeiten von PENCK (1882) und BLAAS (1889a, b, 1890) geweckte Interesse an der alpinen Quartärgeologie führte zur intensiven Erforschung des Inntales (Höttinger Brekzie) und seiner Terrassen. Die Achenseeschwelle als Teil der Inntalterrassen war forthin eine Schlüsselstelle in der Quartärforschung. Die Suche nach erratischen Geschieben, Moränen und glazialen Schliiffformen war hierbei entscheidend für die Klärung der eiszeitlichen Dynamik. Bereits PICHLER (1856–1876) und MOJSISOVICS (1870, 1871) berichten von ersten Erratika-Funden (vgl. PENCK & BRÜCKNER, 1901–1909). Das Achental war deshalb interessant, da es zu den drei Hauptübertrittsstellen des hochglazialen Inngletschersystems in die Nördlichen Kalkalpen und ins bayerische Alpenvorland zählte. Für das Achental erkannte dies erstmals STARK (1873), der auch die erste Karte mit dem hocheiszeitlichen Eistromnetz von SE-Bayern im Maßstab 1:250.000 veröffentlichte. Stark glaubte auch, dass der Achensee infolge von Gletscherkonfluenzen ausgekolkt worden wäre.

Im Jahr 1904 bzw. 1912 erschien das gesamte Gebiet auf drei Spezialkarten im Maßstab 1:75.000, die von Ampferer in 1:25.000 aufgenommen und von der Geologischen Reichsanstalt herausgebracht wurden. Es sind dies die Blätter Achenkirchen und Benediktbeuern, Innsbruck und Achensee (AMPFERER, 1903, 1904, 1905, 1907, 1912, 1914). Die Erläuterungen zu Blatt Innsbruck und Achensee erschienen 1924 (AMPFERER & OHNESORGE, 1924).

Der junge Ampferer erfasste in seiner Landesaufnahme systematisch auch die quartären Ablagerungen und gliederte sie nach Alter und Genese. Die Grunderkenntnisse hieraus sind, dass der Inngletscher im Hochglazial durch das gesamte Achental bis ins Isartal bzw. zum Tegernsee vordrang, wie aus der Verteilung der Moränen und der kristallinen Geschiebe bzw. Findlinge hervorging. Dabei drang dieser Gletscher weit in die Seitentäler vor und staute die Lokalgletscher zurück. Diese Situationen erkannte AMPFERER (1905) in großem Umfang in den Gebieten der Steinberger Ache. WOLF (1922) beschrieb weitere Vorkommen vom Ampelsbach-, Unterau- und Hühnersbachtal und gab einen umfassenden Überblick über die Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung (Hoch- und Spätglazial) des Achenseegebietes (siehe Exkursionsbeitrag E4a, Gruber et al., dieser Band).

Ampferer beschäftigte sich jedoch in erster Linie mit der Stratigraphie und insbesondere mit dem tektonischen Bau: Auf ihn geht die grundlegende Deckengliederung in Allgäu-, Lechtal- und Inntal-Decke zurück. Es ist sein Verdienst erkannt zu haben, dass die Unnutz-Überschiebung mit überkipptem Hauptdolomit (Hangendscholle) auf Ammergau- und Schrambach-Fm. (Liegendscholle) weit nach W bis zur Hochplatte reichte. Der auffällige Knick zwischen Thiersee- und Karwendelmulde sowie ein möglicher Zusammenhang mit der Überschiebungszone von Achenkirch bzw. der „Achentaler Schubmasse“ (QUENSTEDT, 1933, 1951a, b), waren in der Folge Hauptgegenstand heftiger Diskussionen: AMPFERER (1921, 1941) sprach sich für eine ursprünglich durchgehende, großteils überkippte Synklinale vom Thiersee bis nach Mittenwald aus, wobei der Knick zwischen beiden Mulden durch faltende Bewegungen im Zusammenhang mit der Unnutz-Überschiebung entstand. Eine vorangegangene N-S-Einengung führte demnach zur Bildung einer durchgehenden Mulde, die im Zuge einer E-W-Einengung schlingenartig verformt wurde. Der überkippte S-Flügel der Karwendelmulde riss in dieser Phase schräg durch und wurde auf die jüngeren Schichten überschoben (vgl. SAUSGRUBER, 1994). FUCHS (1944), QUENSTEDT (1951a) und SPENGLER (1953) widersprachen Ampferer und gingen von der Annahme zweier getrennter Mulden aus. Laut Fuchs machten der Kern und der Nordflügel der Karwendelmulde diesen Knick nicht mit, womit sie älter als die Mulde sein mussten (näheres hierzu siehe Beitrag Ortner & Gruber, dieser Band).

Der Münchner Paläontologe W. Quenstedt befasste sich neben seinen tektonischen Studien auch intensiv mit der Biostratigraphie des Achentales: Er versuchte in unzähligen Juraprofilen mittels Aptychen und Rhynchoteuthen die Hornsteinkalke und die Aptychenschichten zu gliedern und damit Dogger und Malm besser zu unterscheiden (vgl. QUENSTEDT, 1951b; JAKSCH, 2003).

Eine weitere komplexe tektonische Fragestellung stellte Ampferer am Südrand des Achensees im Stanerjoch-Gebiet mit seinem „Modell der Reliefüberschiebung“ zur Diskussion. Dieses Modell besagt, dass die Inntal-Decke bei Ihrem Vorschub über die Lechtal-Decke ein bereits kräftig ero-

diertes Relief Letzterer überfuhr (Details hierzu in AMPFERER & OHNESORGE, 1924; AMPFERER, 1928, 1946; AMPFERER & HEISSEL, 1950).

Ab den 20er Jahren des 20. Jahrhunderts übernahm Ampferer bei zwei großen Bau-Projekten den Part der angewandten Geologie: Es ging um den Bau des Achenseekraftwerkes und der neuen Achen-see-Bundesstraße von Wiesing nach Achenkirch, deren v. a. quartärgeologische Ergebnisse er in mehreren Arbeiten niederschrieb (AMPFERER, 1919, 1940; AMPFERER & PINTER, 1927; AMPFERER & BERGER 1929). Sie erweiterten wesentlich das Wissen um den Aufbau des Achenseedammes und den Untergrund des Achensees (siehe Beitrag Burger et al., dieser Band).

Mit Ende der 30er Jahre des 20. Jahrhunderts gab – durch Anregung von Prof. Raimund v. Klebelberg – der Österreichische Alpenverein den Auftrag, auf den drei neuen Alpenvereinskartenblättern Karwendelgebirge West, Mitte, Ost das gesamte Karwendelgebirge neu zu kartieren. Mutschlechner führte diese Arbeiten in wenigen Jahren auf den beiden westlichen Blättern durch, Ampferer bearbeitete das östliche Blatt. Obschon er die Fertigstellung und Drucklegung nicht mehr erlebte, brachte W. Heissel sein Blatt bereits drei Jahre nach dem Tod Ampferers heraus. Die beiden westlichen Blätter Mutschlechners wurden für die Erstellung der GEOFAST-Blätter ÖK 118 Innsbruck und ÖK 119 Schwaz verwendet.

Seit dem späten 19. Jahrhundert ist das Rofangebirge Ziel umfangreicher geologischer Forschungen. Das Interesse galt dem komplexen Gebirgsbau und der zeitlichen Beziehung und Entstehung der oberjurassischen Hornsteinbrekzie. Die Erkenntnisse der umfangreichen Arbeiten von WÄHNER (1903) und SPENGLER (1935) haben bis heute in Grundzügen ihre Gültigkeit bewahrt (vgl. WÄCHTER, 1987). Die Grundfrage nach der Genese der Hornsteinbrekzie beschäftigte zahlreiche Geowissenschaftler. Zwei Meinungen standen sich gegenüber: Laut Ampferer, Trusheim, Sander, Weynschenk ist der Großteil der Brekzie sedimentärer Natur; Wähner, Spengler, Steinmann etc. plädierten demgegenüber für eine Entstehung als tektonische Brekzie (Dislokationsbrekzie). Dieser heftige Disput hatte zur Folge, dass von verschiedenen Geologen zahlreiche paläontologische, sedimentologische und fazielle Detailstudien durchgeführt wurden (HEITZER, 1932; KÜHN, 1935; WEYNSCHENK, 1949; ULRICH, 1960; FABRICIUS, 1966; WENDT, 1969), die das kleine Rofangebirge, nicht zuletzt mit der Monographie Wähners und der geologischen Karte 1:10.000 (beide von Spengler vollendet und herausgebracht) sowie Untersuchungen Ampferers, seit Langem zu einem der geologisch am besten erforschten Gebiete der gesamten Nördlichen Kalkalpen machen. Den letzten Stand der Forschung gibt Wächters umfangreiche Arbeit über die Sedimentologie und Paläogeographie der Hornsteinbrekzie und der vergleichbaren Schwarzbergklambrekzie der Unkenener Synklinale (WÄCHTER, 1987) wider (Näheres dazu siehe Beitrag Brandner & Gruber, Exkursion E2a, dieser Band).

HEISSEL G. (1977, 1978) versuchte in großangelegten strukturgeologischen Aufnahmen das Problem der Abgrenzung von Lechtal- und Inntal-Decke im angrenzenden Karwendel in den Griff zu bekommen. Seine Erkenntnisse münden in der Ausscheidung der deckentrennenden Karwendel-Schuppenzone.

In den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts richtete die Arbeitsgruppe um W. Zeil aus Berlin ihr fazielles und strukturgeologisches Interesse auf die Karwendel- und Thiersee-Synklinale und kartierte das Gebiet systematisch im Maßstab 1:10.000 aus. Diese Arbeiten fanden ihren Niederschlag in zwei wegweisenden Arbeiten von NAGEL (1975) über den Bau der Thiersee- und Karwendelmulde und von SCHÜTZ (1979) über die Aptychenschichten der Karwendel- und der Thierseemulde.

Beginnend mit den 70er Jahren setzte das Bayerische Geologische Landesamt einen Forschungs- und Kartierungsschwerpunkt im Isar- und Tegernseer Tal, die an das Achenental angrenzen. Zum einen wurde die wichtige Forschungsbohrung Vorderriß I abgeteuft, die den Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen endgültig bestätigte (s. BACHMANN & MÜLLER, 1981 und Bachmann & Müller, dieser Band) und u. a. neue Daten zur quartären Übertiefung des Isartales lieferte. In den 90er Jahren erschienen die bayrischen geologischen Kartenblätter 1:25.000 Vorderriß, Lenggries und Tegernsee (DOBEN, 1991, 1993, 1995).

In den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts schließlich, angeregt durch Vorstudien für das Transalp-Tiefenseismik-Projekt begann R. Brandner von Innsbruck aus, sein Interesse auf dieses Gebiet zu

lenken und gemeinsam mit J.E.T. Channel (Washington) und A. Spieler mittels paläomagnetischer Untersuchungen an Jura-Rotsedimenten Rotationen der Kalkalpen im Zuge der alpidischen Gebirgsbildungen zu ermitteln. Die Ergebnisse sind in CHANNELL et al. (1990) und CHANNELL et al. (1992) publiziert.

Damit einher gingen genaue Kartierungen 1:10.000 der Karwendelmulde sowie mikrofaziale Detailstudien an ausgesuchten Jura-Profilen. Die Arbeitsgruppe wurde später um T. Sausgruber erweitert, der den komplexen Übergangsbereich zwischen Karwendel- und Thiersee-Synklinale – die Achentaler Schubmasse und Überschiebung – neu untersuchte und sich erstmals auch moderner Methoden der Strukturgeologie (Auswertungen der gemessenen Strukturdaten im Schmidtschen Netz, Paläostressstratigraphie) bediente. Somit wurde der Grundstock für die Lithostratigraphie und die Strukturgeologie des vorliegenden Blattes gelegt. Ergänzend fanden überregionale strukturgeologische Untersuchungen auch von Eisbacher und seinen Schülern (vgl. AUER & EISBACHER, 2001) statt, mit dem Ergebnis einer tektonischen Übersichtskarte 1:200.000 der gesamten westlichen Nördlichen Kalkalpen (EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996).

Jüngst hat H. Ortner (Innsbruck) versucht die Mechanik und Kinematik der Achentaler Schubmasse aufzulösen (siehe Beitrag Ortner & Gruber, dieser Band), ebenso fanden strukturgeologische Detailaufnahmen von TÖCHTERLE (2005) in der Thiersee-Synklinale des nordöstlich angrenzenden Brandenberger Tales statt, die im Rahmen der Finalisierung des Tiefenseismik-Projektes Transalp (1998–2001) durchgeführt wurden. Die aus dem Projekt gewonnenen strukturgeologischen Neuergebnisse für den Tiroler Raum (NKA – Tauernfenster) sind in der Arbeit von ORTNER et al. (2006) zusammengefasst.

Die von Geologen aus Berlin, München und Wien aufwendig betriebenen biostratigraphischen und isotopengeologischen Forschungen zur Trias-Jura-Grenze im nördlichen Karwendel fruchteten in der internationalen Festlegung des Profiles am Kuhjoch als GSSP-Punkt für die Trias-Jura-Grenze (siehe HILLEBRAND & KMENT, 2009; Beiträge Richoz sowie Hillebrand & Kment, dieser Band).

In den letzten Jahren wurde auch der Quartärgeologie des betrachteten Raumes neue Beachtung geschenkt: D. Sanders und L. Wischounig widmeten sich ausführlich den prähochglazialen, fluviatilen und lakustrinen Sedimenten, die im weiten Becken von Steinberg am Rofan in Schluchten in ungeahnter Mächtigkeit aufgeschlossen sind und bisher kaum beachtet wurden. C. Spötl und seine Arbeitsgruppe erforschen seit einigen Jahren die vielfältige Quartärabfolge im benachbarten Ristal, das zur letzten Hocheiszeit von den Eismassen des Inn-/Isargletschers nur randlich im Westen erfasst wurde und hauptsächlich von lokalen Eisstaussituationen und fluviatiler Sedimentationsdynamik geprägt ist.

Literatur

- AMPFERER, O. (1903): Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 1903, S. 169, Wien.
- AMPFERER (1904): Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 53, Wien.
- AMPFERER, O. (1905): Aus der geologischen Geschichte des Achensees. – Zeitschr. des Alpenvereins, 1905, 1–15, Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1907): Über Gehäungebrekzien der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. R.-A., 1907, S. 727, Wien.
- AMPFERER (1912): Österreichische Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt 5047 (Innsbruck-Achensee) und Blatt 4947 (Achenkirch-Benedictbeuern). – Geol. R.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1914): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 Österreich-Ungarns, Blatt Achenkirchen. – 30 S., Geol. R.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1919): Landschaft und Geologie des Achensees. – Die Wasserwirtschaft, Sonderheft: Der Achensee und die Ausnützung seiner Wasserkräfte, 1–3, Wien.
- AMPFERER, O. (1921): Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. – Jb. Geol. B.-A., 71, 198–202, Wien.

- AMPFERER, O. (1928): Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. B., 78, 241–256, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Geologische Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1:25.000. 4 Blätter: Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitze und Muttekopf. – Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1:25.000, mit Beiträgen von W. Hammer. – 125 S., Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – 131 S., 1 geol. Kte. 1:25.000, Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1940): Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestrasse auf der Strecke zwischen Wiesing und Scholastika. – Geologie und Bauwesen, Jg. 11, Wien.
- AMPFERER, O. (1941): Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwendgebirge. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. Abt. I, 150, 181–199, Wien.
- AMPFERER, O. (1946): Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Klasse, 106, Wien.
- AMPFERER, O. & BERGER, J. (1929): Vom geologischen Aufbau der Achenseeufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. – Schweizerische Bauzeitung, 93/14, Zürich.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W. (1950): Das östliche Karwendel. – 55 S., 1 Profil, 1 tekt. Übers.-Kte., Innsbruck (Wagner).
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1912): Innsbruck und Achensee 1:75.000, Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. – Verl. Geol. Reichsanst., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich Blatt Innsbruck-Achensee (5047). – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- AMPFERER, O. & PINTER, K. (1927): Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. – Jb. Geol. B., 1928, 78, Wien.
- AUER, M. & EISBACHER, G.H. (2001): Structure and Kinematics of the Northern Calcareous Alps along the Transalp-Profile. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck; 25: 19–20, Innsbruck.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, 81, 17–53, München.
- BLAAS, J. (1889a): Ein Profil durch den Achenseedamm. – Verh. Geol. R.-A., 1889, S. 232, Wien.
- BLAAS, J. (1889b): Über sogenannte interglaziale Profile. – Jb. Geol. R.-A., S. 477, Wien.
- BLAAS, J. (1890/91): Notizen über diluvioglaziale Ablagerungen im Inntalgebiete. – Ber. D. naturwiss.-mediz. Vereins Innsbruck, Innsbruck.
- BLIND, W. (1963): Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. – Palaeontographica (A), 121: 37–131.
- BUNZA, G. & KOZUR, H. (1971): Ostracoden aus den Raibler Schichten östlich von Scholastika (Achensee, Tirol). – In: BUNZA, G. & KOZUR, H. (1971), Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 2, Teil I. 3–13, Innsbruck.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – evidence from paleomagnetism and facies analysis. – Geology, 18, 828–831, 5 Figs., Boulder.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, 11, 792–810, Washington.
- CLARK, W.B. (1887): Über die geologischen Verhältnisse der Gegend nordwestlich vom Achensee mit besonderer Berücksichtigung der Bivalven und gastropoden des unteren Lias. – Diss. München, 45 S., 2 Taf., 1 geol. Kte., München.S
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1935): Geologische Karte des Grossglocknergebietes 1:25.000 mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien.
- DOBEN, K. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8335 Lenggries. Mit Erläuterungen. – 120 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).
- DOBEN, K. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8434 Vorderriß. Mit Erläuterungen. – 73 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).
- DOBEN, K. (1995): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8336 u. 8436 Rottach-Egern. Mit Erläuterungen. – München (Bayer. Geol. Landesamt).

- EISBACHER, G. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – GPM Innsbruck, 20, 389–406, 7 Figs., Innsbruck.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – Ecl. Geol. Helv., 89, 553–571, 4 Figs., 2 Taf., Basel.
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Internat. sedim. petrogr. series, 9, 143 S., Leiden.
- FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. Kalkalpen Achensee – Karwendelgebirge. – Neues Jahrb. für Mineral., Abh., Abt. B, 88, 88, 337–373, Stuttgart.
- GEOGNOSTISCHER VEREIN FÜR TIROL UND VORARLBERG (Hrsg.) (1849): Geognostische Karte Tirols im Maßstab 1:115.200.
- GEYER, G. (1886): Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee. – Jb. k.k. Geol. R.-A., Wien.
- GRUBER, A. (2007): Bericht 2005/2006 über geologische Aufnahmen im Quartär und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – Jb. Geol. B.-A., 147: 635–643, Wien.
- GRUBER, A. (2008a): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch und 119 Schwaz. – Jb. Geol. B.-A., 148: 277–281, Wien.
- GRUBER, A. (2008b): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Quartär und in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 87 Walchensee und 88 Achenkirch. – Jb. Geol. B.-A., 148: 236–240, Wien.
- GRUBER, J. (2009): Bericht 2008-2009 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch. – Jb. Geol. B.-A., 149, 525–528, Wien.
- GÜMBEL (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 25 Abb., 42 Prof.-Taf., 1 Kte., 5 geol. Kartenbl. 1:100.000, u. a. III Werdenfels, IV Miesbach, Gotha.
- HAHN, F.F. (1911): Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald. – Neues Jahrb. für Mineral., Beilagebd. 32, Stuttgart.
- HEISSEL, G. (1977): Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung. – Unveröff. Diss Univ. Innsbruck, 372 S., 1 geol. Kte. 1:20.000, 1 tekt. Kte. 1:100.000, 17 Prof. 1:25.000, Innsbruck.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschrift W. Heissel, 227–288, Innsbruck.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurasischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – Jb. Geol. B.-A., 80, Wien.
- HILLEBRANDT, A., v. & KMENT, K. (2009): Die Trias/Jura-Grenze und der Jura in der Karwendelmulde und dem Bayerischen Synklinorium. – Deutsche Stratigraphische Kommission, Jahrestagung der Subkommission für Jurastratigraphie in Fall vom 10.–13. 06. 2009, Exkursionsführer, 45 S.
- KRYSTYN, L., HILLEBRANDT, A. v. & RYCHOZ, S. (2010): The GSSP for the base of the Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Kuhjoch section, Karwendel Mountains, Tyrol, Austria). – In: PANGEO AUSTRIA 2010: Geowissenschaften – Grundlagen und Anwendung: Leoben 15. 09. 2010 – 19. 09. 2010: Abstract Volume, Journal of Alpine Geology; 52, 163, Leoben.
- JAKSCH, K. (2003): Werner Quenstedt und sein Achantaler Ampelsbachprofil (Tirol) mit einem Beitrag zur frühen Lamellaptychenentwicklung. – Jb. geol. B.-A., 143/1, 45–55.
- KARLE, U. (1984): Palynostratigraphische Untersuchung eines Rhät/Lias-Profiles am Fonsjoch, Achensee (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 77, 331–353, Wien.
- KRYSTYN, L., HILLEBRANDT, A. v. & RYCHOZ, S. (2010): The GSSP for the base of the Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Kohjoch section, Karwendel Mountains, Tyrol, Austria). – In: PANGEO AUSTRIA 2010: Geowissenschaften - Grundlagen und Anwendung: Leoben 15. 09. 2010 – 19. 09. 2010: Abstract Volume, Journal of Alpine Geology, 52: 163, Leoben.
- KÜHN, O. (1935): Die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und ihre Korallenfauna. – Paläontologische Zeitschrift, 17, 178-204, Stuttgart.
- LANGE, W. (1952): Der untere Lias am Fonsjoch (östliches Karwendelgebirge) und seine Ammonitenfauna. – Palaeontographica (A), 102: 49–162.

- MOJSISOVICS, E. v. (1870): Das Kalkalpengebiet zwischen Schwaz und Wörgl im Norden des Inn. – Verh. Geol. R.-A., 1870, S. 185, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1871): Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 1871, S. 189, Wien.
- NAGEL, K.H. (1975): Der Bau der Thiersee- und Karwendelmulde (Tirol). – Geotektonische Forschungen, 48, 136 p., Stuttgart.
- NEUMAYR, 1879: Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – Abh. K.k. Geol. R.-A., 7 (5), 1–46, Wien.
- ORTNER, H., REITER, F. & BRANDNER, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone–sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. *Tectonophysics* 414 (2006) 241–258.
- OSSWALD, K. (1919): Geologische Karte des Risserkogel-Gebietes. – Karte 1:25.000, München (Verlag von Piloty und Loehle).
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – 483 S., Leipzig (J.A. Barth).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd I–III, 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PICHLER, A. v. (1856): Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. – Jb. Geol. R.-A., 1856, S. 737, Wien.
- PICHLER, A. v. (1859): Beiträge zur Geognosie Tirols. – Zeitschr. d. Ferdinandeums, 1859, I. Folge, S. 169, Innsbruck.
- PICHLER, A. v. (1869): Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. – Verhandlungen der k.k. Geol. R.-A., Wien.
- PICHLER, A. v. (1872): Zur Geognosie der nördlichen Kalkalpen Tirols. – Neues Jahrb., 1872, Stuttgart.
- PICHLER, A. v. (1875): Beiträge zur Geognosie Tirols. 8. Vom Sonnwendjoch. – Neues Jahrb., 1875, S. 936, Stuttgart.
- PICHLER, A. v. (1876): Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. – Neues Jahrb., 1876, S. 920, Stuttgart.
- QUENSTEDT, W. (1933): Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 85, 459–461, Hannover.
- QUENSTEDT, W. (ca. 1942): Geologische Karte des Achentales, 1:50.000. – Unveröff. Manuskriptkarte.
- QUENSTEDT, W. (1951a): Geologische Exkursion in das Achentalgebiet (Tirol) am 9. und 10. September 1950. – *Geologica bavarica*, 6, 55–64, München.
- QUENSTEDT, W. (1951b): Geologisch-paläontologische Monographie des Achentales (Tirol). Teil I: *Tabula stratigraphica (geohistorica) Mesozoici Achentalensis (Tirolis)*. – *Biotropia*, 1, 12 S., Innsbruck (Felizian Rauch).
- RICHTHOFEN, F. v. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Erste Abtheilung. – Jb. K.k. Geol. R.-A., 10, Wien.
- ROTHPLETZ, A. (1888): Das Karwendelgebirge. – *Zeitschr. DuOeAV*, 1888, 1–74, 29 Abb., 1 topogr. u. 1 geol. Kte. 1:50.000, 9 Taf., München.
- SAPPER, C. (1888): Über die geologischen verhältnisse des Juifen und seiner Umgebung mit besonderer berücksichtigung der Liasablagerungen. – 34 S., 1 Kte., Inaug. Diss., München.
- SAUSGRUBER, TH. (1994): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 133 S., 53 Figs., Innsbruck.
- SCHMIDT-THOMÈ, P. (1953): Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt Tegernsee, München. Der Tiroler Anteil dieser Karte ist größtenteils nach den Angaben von W. Quenstedt (1952) gezeichnet.
- SCHÜTZ, K.-I. (1979): Die Aptychenschichten der Thiersee- und der Karwendelmulde. – *Geotekton. Forsch.*, 57, 1–84, Stuttgart.
- SPENGLER, E. (1953): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der nördlichen Kalkalpen (I. Teil, Westabschnitt). – *Jb. Geol. B.-A.*, 96, 1–64, Wien.

- SPIELER, A. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – Jb. Geol. B.-A., 137: 474–475; Wien.
- SPIELER, A. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 119 Schwaz. – Jb. Geol. B.-A., 138: 526–527; Wien.
- STARK, F. (1873): Die bayerischen Seen und die alten Moränen. Mit Karte 1:250.000. – Zeitschr. d. Alpenvereins, 1873, S. 67.
- TÖCHTERLE, A. (2005): Tektonische Entwicklungsgeschichte des Südteiles der Nördlichen Kalkalpen entlang der TRANSALP-Tiefenseismik anhand bilanzierter Profile. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 91 p., Innsbruck.
- TRUSHEIM, F. (1930): Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Wiss. Veröff. D.Ö.A.V., 7, 69 S., 1 geol. Kte. 1:25.000, Innsbruck
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – *Geologica Bavarica*, 41: 99–151.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Boch. Geol. u. Geotechn. Arb.*, 27, 239 p., Bochum.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, 1. Teil. Ein Typus Alpen Gebirgsbaues. – 356 S., Deuticke, Leipzig/Wien.
- WÄHNER, F. & SPENGLER, E. (1935): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, 2. Teil. – 200 S., Deuticke, Leipzig/Wien.
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 132, 2: 219–238, Stuttgart.
- WEYNSCHENK, R. (1949): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – *Schlern-Schriften*, 59, 1–66, Innsbruck.
- WIDMANN, H. v. (1853): Erläuterungen zur Geognostischen Karte Tirols. – 95 S., Innsbruck (Wagner'sche Buchdruckerei).
- WISCHOUNIG, L. (2006): Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung. – Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 105 S., 118 Figs., 12 Taf., Innsbruck.
- WOLF, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebietes in Tirol. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, Bd 15, 147–304, München.
- WOLF, H. v. (1924): Eiszeitstudien im Risser Gebirge. – *Mitt. geogr. Ges. München*, Bd. 17, 255–274, München.
- WOLF, H. v. (1926): Erläuterungen zur geologischen Ausgabe des Blattes 664 Tegernsee der Karte des Deutschen Reiches 1:100.000. Mit Geol. Karte 1:100.000. – München (Verlag von Piloty und Loehle).
- WÖHRMANN, S. v., 1889: Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. – *Jb. K.k. Geol. R.-A.*, 39, 181–258, Wien.

Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge

A. v. HILLEBRANDT und K. KMENT

Abstract

The top of the Eiberg Subformation (Kössen Beds) is ending in the region of the Karwendel Syncline with a finely bedded limestone bed containing a rich microfauna including foraminifera and ostracods overlain by a very finely bedded, bituminous shale, 1 to 2 cm thick and with an increasingly impoverished microfauna, a low diversity of bivalves and the last *Choristoceras* (Late Rhaetian). This layer is locally highly organic rich, unbedded and lacks microfauna indicative of anoxic conditions in deeper parts of the basin. The overlying marl contains worm-shaped traces and few species of a large, calcareous fauna of foraminifera indicating a return to better oxic conditions. The marl is only some decimetres thick and becomes finely bedded upwards, passing into the increasingly red, clayey Schattwald Beds which were deposited in a basin with higher or lower salinity than normal seawater. The strongly impoverished microfauna indicates more difficult precipitation of calcium carbonate. Sea level fall started at the end of deposition of the Eiberg Subformation and probably was at its lowest point at the time of sedimentation of the Schattwald beds. These beds pass up into the variably clayey or marly Tiefengraben Subformation s. str. which contains a microfauna increasing in species and with fewer small-sized foraminifera. A slow increase in sea level is inferred. The thickness of this Subformation increases at least at the southern flank of the Karwendel Syncline from east to west. The microfauna indicates variable bottom water oxygenation, within the sections as well as also from east to west. The marls become calcareous and silty from the middle part of the Subformation upwards and the microfauna become progressively more impoverished. The upper part of the Subformation is characterized by micritic limestones interbedded with marl. From this alternation the succeeding Breitenberg Subformation develops by gradual loss of marly interlayers. Progressive reduction in sedimentation rate is postulated, which culminated in reworked sediments at the basin margin at the top of the Breitenberg Subformation, and to an accumulation of ammonites of different age in the same beds, forming condensed horizons. At the end complete cessation of sedimentation occurred with formation of ferromanganese crusts. As a result of renewed sea level rise and/or subsidence sedimentation of red limestones of variable facies occurred (Adnet Formation).

The Tiefengraben and Breitenberg Subformations can be biostratigraphically subdivided using ammonites. From 5 to 6 meters above the base of the Tiefengraben Subformation *Psiloceras spelae tirolicum* appears. The Triassic-Jurassic boundary (GSSP Kuhjoch) was defined internationally by this ammonite. *P. spelae* is also found in North and South America and allows a global biostratigraphic correlation together with further ammonites found above this species. The Tiefengraben Subformation is relatively thick but contains only a few ammonite biohorizons of the early Early Hettangian, whereas the condensed Breitenberg Subformation has many ammonite biohorizons of the late Early Hettangian to Late Hettangian. Different groups of microfossils from the Tiefengraben Subformation yielded additional biostratigraphic data. Radiometric estimates for the duration of the Hettangian enable a calculation of the duration of 50.000 to 60.000 years for the ammonite biohorizons of the Early Hettangian.

Zusammenfassung

Die Eiberg-Subformation (Kössener Schichten) endet im Bereich der Karwendelmulde mit einer feinschichtigen Kalkbank und einer reichen Mikrofauna aus Foraminiferen und Ostrakoden sowie einer ebenfalls feinschichtigen, 1 bis 2 cm mächtigen, bituminösen Schicht mit einer zunehmend verarmenden Mikrofauna, einer niedrig diversen Muschelfauna und den letzten *Choristoceras* (Oberrhät). Diese Schicht kann auch durch einen ähnlich mächtigen Bitumenhorizont ersetzt sein, gebildet wahrschein-

lich unter anoxischen Bedingungen in den tieferen Teilen des Beckens. Die anschließenden Mergel mit Bohrspuren und einer großwüchsigen, kalkschaligen Foraminiferen-Fauna aus wenigen Arten lassen auf wieder bessere Sauerstoffbedingungen schließen. Diese wenige dm mächtigen Mergel werden zum Hangenden feinschichtig und gehen in die zunehmend roten, wenige Meter mächtigen, tonigen Schattwalder Schichten über, für die eine Ablagerung in einem Becken mit erhöhter oder erniedrigter Salinität angenommen werden kann. Die stark verarmte Mikrofauna spricht für eine erschwerte Ausscheidung von Kalziumkarbonat. Die Absenkung des Meeresspiegels, die am Ende der Eiberg-Subformation begann, dürfte zu dieser Zeit am stärksten gewesen sein. Die Schattwalder Schichten gehen in die mehr oder minder tonige bis mergelige Tiefengraben-Subformation s. str. über, die eine zunehmend artenreichere und großwüchsiger Mikrofauna enthält. Es kann ein allmähliches Ansteigen des Meeresspiegels angenommen werden. Die Mächtigkeit der Subformation s. str. nimmt zumindest im Bereich des Südflügels der Karwendelmulde von Osten nach Westen zu. Die Mikrofauna spricht für unterschiedliche Sauerstoffbedingungen am Meeresboden, sowohl innerhalb der Profile als auch von Ost nach West. Ab dem mittleren Teil der Subformation werden die Mergel kalkig-siltig. Die Mikrofauna verarmt allmählich. Der obere Teil der Subformation wird durch mikritische Kalkbänke charakterisiert, die mit den Mergeln wechsellagern. Aus dieser Wechsellagerung geht durch das Zurücktreten von Mergellagen die Breitenberg-Subformation hervor und es kann eine allmähliche Verringerung der Sedimentationsgeschwindigkeit postuliert werden, die am Ende der Breitenberg-Subformation zur Aufarbeitung der Sedimente an den Beckenrändern und Akkumulation von verschieden alten Ammoniten in der gleichen Bank, Kondensationshorizonten und schließlich völligem Stillstand der Sedimentation mit der Bildung von Eisenmangankrusten führte. Durch erneuten Anstieg des Meeresspiegels kam es anschließend zur Ablagerung von faziell unterschiedlich ausgebildeten Rotkalken (Adnet-Formation).

Biostratigraphisch lassen sich die Tiefengraben- und die Breitenberg-Subformation detailliert mit Ammoniten gliedern. 5 bis 6 m über der Basis der Tiefengraben-Subformation tritt *Psiloceras spelae tirolicum* auf. Mit diesem Ammoniten wurde international die Trias/Jura-Grenze (GSSP Kuhjoch) festgelegt. *Psiloceras spelae* kommt auch in Nord- und Südamerika vor und erlaubt zusammen mit weiteren über dieser Art gefundenen Ammoniten einen globalen, biostratigraphischen Vergleich. Während die Tiefengraben-Subformation s. str. mit einer relativ großen Mächtigkeit nur wenige Ammoniten-Biohorizonte des tieferen Teils des Unterhettangium enthält, sind in den Ammonitenbänken der Breitenberg-Subformation viele Ammoniten-Biohorizonte des höheren Unterhettangium sowie des Mittel- und Oberhettangium kondensiert. Verschiedene Mikrofossilgruppen der Tiefengraben-Subformation liefern zusätzliche biostratigraphische Daten. Radiometrische Angaben über die Dauer des Hettangium ermöglichen eine Berechnung der Dauer der Biohorizonte des Unteren Hettangium, die zu dieser Zeit eine ungefähre Dauer von 50.000 bis 60.000 Jahren besaßen.

I. Einleitung

Nach der Wahl des Profils am **Kuhjoch** zum GSSP für die Trias/Jura-Grenze im Jahr 2009 (Ratifizierung durch IUGS 2010) sind in den vergangenen Jahren die Aufschlüsse des Karwendelgebirges wieder vermehrt auf wissenschaftliches Interesse gestoßen. Die Ammoniten des Fonsjochs (Blatt ÖK 119 Schwaz) erregten bereits frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen, Sammler und Paläontologen. In der klassischen Arbeit von NEUMAYR (1879) und der umfangreichen Monographie von WÄHNER (1882–1898) sowie den Monographien von LANGE (1952) und BLIND (1963) wurden Ammoniten des Hettangium vom Fonsjoch beschrieben und biostratigraphisch ausgewertet.

Im sogenannten **Eiberg-Becken**, einem geschützten Ablagerungsbereich zwischen zwei Karbonatplattformen am Nordrand der Tethys, lagerten sich zur Trias/Jura-Wende kontinuierlich Sedimente ab, in denen die ältesten Jura-Ammoniten gefunden werden, die bisher nur aus Nord- und Südamerika bekannt waren. Die starke Regression am Ende der Triaszeit hatte in diesem Becken weit weniger starke Folgen auf das Ablagerungsgeschehen als auf den angrenzenden Karbonatplattformen oder in anderen Schelfbereichen in Europa. Die Sedimente im Trias/Jura-Grenzbereich sind relativ reich an Mikro- und Makrofossilien.

2. Kössen-Formation

2.1. Eiberg-Subformation

Die Eiberg-Subformation wird durch eine zyklische Wechsellagerung von Mergeln, mergeligen Kalken und mikritischen Kalken charakterisiert, die unterhalb der maximalen Sturmwellenbasis abgelagert wurden.

Die oberste Einheit der Eiberg-Subformation besteht in der Karwendelmulde aus dm- bis dickbankigen, mikritischen, 3 bis 5 m mächtigen Kalken, die auf mehrere Meter mächtigen, dunklen Mergeln liegen. In den Kalken kommen Querschnitte von *Choristoceras* und Brachiopoden (vor allem *Oxycolpella oxycolpos* EMMRICH) und in den Lösungsrückständen Conodonten des oberen Rhaetium vor. In den darunter liegenden Mergeln wurde eine zumeist artenarme, kleinwüchsige Foraminiferen- und eine artenarme Ostrakodenfauna gefunden. Die oberste Einheit der Eiberg-Subformation schließt mit einer 20 bis 25 cm mächtigen, an der Basis z. T. mergeligen, feinschichtigen Kalkbank (= T-Bank in HILLEBRANDT et al., 2007) ab, die an der Basis eine reiche Mikrofauna aus Foraminiferen (hauptsächlich Nodosariidae) und Ostrakoden lieferte. Die **T-Bank** endet mit einer 1 bis 2 cm mächtigen, feinschichtigen, schwarzen, bituminösen Lage mit Fischschuppen, Muscheln und den letzten **Choristoceras** des oberen Rhaetium. Die Mikrofauna ist etwas artenärmer als die des unteren Teils der T-Bank. Die bituminöse Lage kann auch als bis 2 cm mächtiger **Bitumen-Horizont** ausgebildet sein (Forststraße östlich des Rohnbergs).

2.2. Riffkalk

Der meist massige, mikritische Kalk ist außerhalb des Eiberg-Beckens sehr gut im Ampelsbach und im Rofan aufgeschlossen. Trotz der starken Tektonik ist gut zu erkennen, dass die Rotsedimente des Lias ihm direkt aufliegen. Die Sedimentation des unteren Jura beginnt hier erst im oberen Hettangium/unteren Sinemurium

3. Kendlbach-Formation (PLÖCHINGER, 1982)

Die Kendlbach-Formation liegt über der Eiberg-Subformation und wird in die **Tiefengraben-** und die **Breitenberg-**Subformation unterteilt. FABRICIUS (1966) bezeichnete die Tiefengraben-Subformation in der Karwendelmulde als rhätische Grenzmergel (Typlokalität Marmorgraben NE Mittenwald) und ULRICH (1960) die Breitenberg-Subformation als Grauen Basiskalk.

3.1. Tiefengraben-Subformation (GOLEBIOWSKI, 1990)

Die Tiefengraben-Subformation kann in die Grenzmergel s. str., die Schattwalder Schichten und die Tiefengraben-Subformation s. str. unterteilt werden.

3.1.1. Lithologie und Mächtigkeiten

Der Übergang von der Eiberg-Subformation in die Tiefengraben-Subformation ist in der Karwendelmulde sehr einheitlich ausgebildet. Ein besonders gut aufgeschlossenes Profil mit flach lagernden Schichten ist am Nordflügel im gut zugänglichen (Forststraße) Schlossgraben östlich Hinterriß vorhanden (Abb. 2, 3). Die meisten Profile der Subformation sind im Bereich des Südflügels aufgeschlossen. Im Bereich des Nordflügels der Mulde gibt es aufschlussbedingt und tektonisch verursacht nur wenige Profile, bei denen zumindest ein Teil der Tiefengraben-Subformation vorhanden ist. Die Unterschiede in der Mächtigkeit und der Fazies der Tiefengraben-Subformation sind vermutlich von Osten nach Westen größer als von Norden nach Süden.

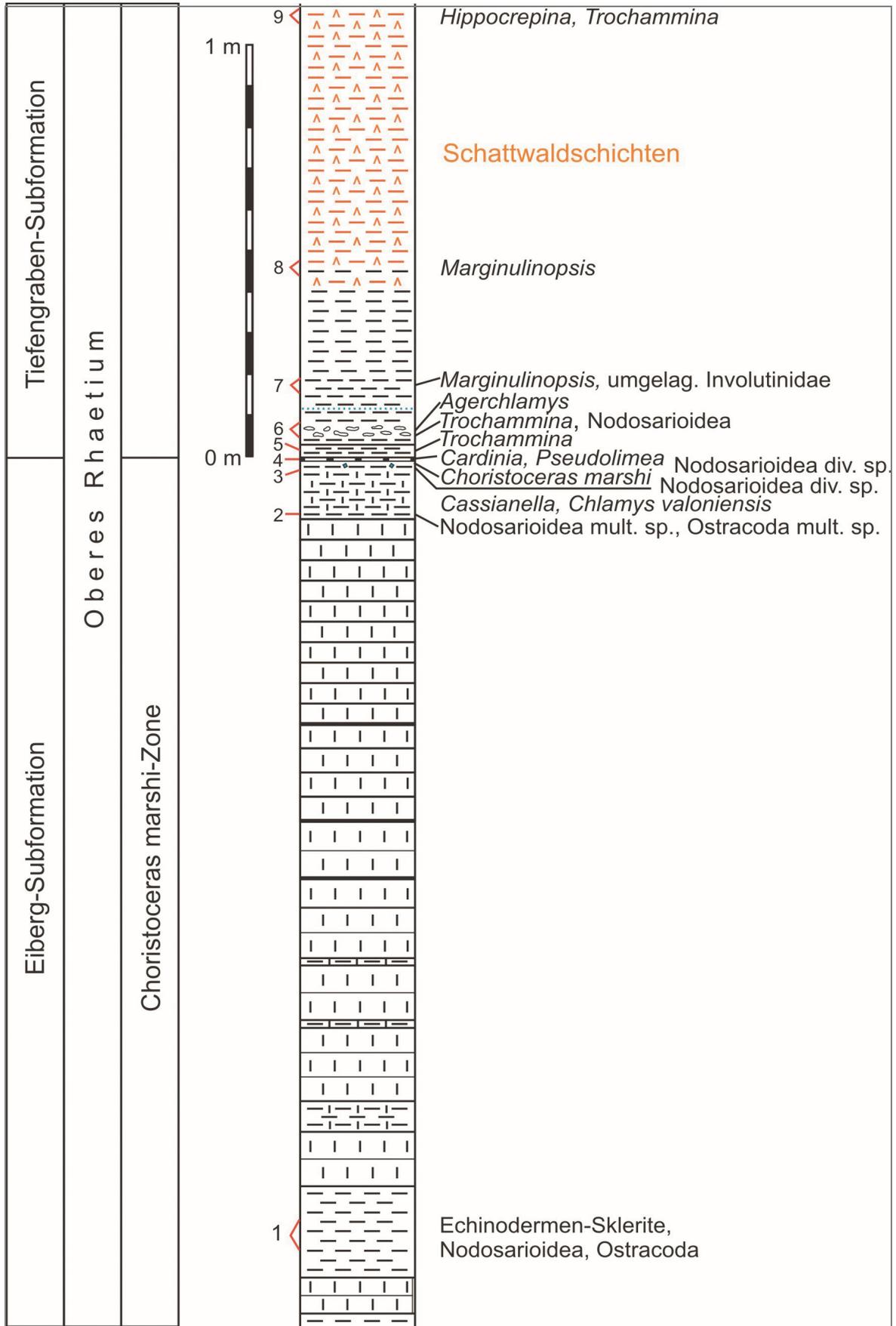


Abb. 2: Schlossgraben: Profilsäule von der obersten Eiberg-Subformation bis zu den Schattwalder Schichten der Tiefengraben-Subformation mit den Angaben der Probennummern 1 bis 9 und den wichtigsten Fossilien.



Abb. 3: Lageskizze der im Text angegebenen Lokalitäten und Profile.

Südflügel der Karwendelmulde (Abb. 3)

Die Mächtigkeit der Subformation nimmt bei den Profilen des Südflügels von Osten (Fonsjoch) nach Westen (Rissbach) kontinuierlich zu. Sie beträgt 12 bis 13 m am **Fonsjoch**, besitzt ca. 25 m am **Kuhjoch** (GSSP), erreicht zumindest 30 m im Gebiet zwischen dem **Schlossgraben** und dem **Rissbach**, nimmt wahrscheinlich in Richtung Westen wieder ab und beträgt im **Hochalplgraben** zumindest 15 m. Im **Marmorgraben** ist die Tiefengraben-Subformation nur ca. 6 m mächtig, wobei besonders die stark gestörten Schattwalder Schichten tektonisch ausgedünnt sein dürften.

Nicht nur die Mächtigkeit, sondern auch die Fazies der Tiefengraben-Subformation ändert sich von Osten nach Westen. Im Osten, am **Fonsjoch** fehlt die T-Bank, die Grenzmergel s. str. beginnen mit 6 cm mächtigen Mergeln und darüber mit 30 cm mächtigen blautichigen Tonsteinen mit einer relativ großwüchsigen jedoch an Arten abnehmenden Mikrofauna, in der *Marginulinopsis* zunehmend vorherrscht. Die Schattwalder Schichten werden durch 65 cm mächtige violette bis rotstichige Tonsteine ersetzt und in den anschließenden Mergeln sind bereits ab 2 m über der Basis geringmächtige Kalkbänke eingelagert. Die Tiefengraben-Subformation s. str. enthält am Fonsjoch eine artenarme und kleinwüchsige Mikrofauna. Oberhauserellidae und *Reinholdella* sind selten und wurden nur im obersten Teil der Tiefengraben-Subformation gefunden.

Am **Mantschenhalsl** (zwischen Fonsjoch und Kuhjoch gelegen; noch auf Blatt Achenkirch) ist ein Profil der oberen Tiefengraben-Subformation mit dem Übergang in die Breitenberg-Subformation aufgeschlossen. Auch bei diesem Profil sind die eingelagerten Kalkbänke häufiger und mächtiger als im Kuhjochgebiet und weiter westlich. In den Mikrofaunen herrscht *Ammobaculites* vor.

Im Gebiet der größten Mächtigkeit der Tiefengraben-Subformation (Schlossgraben bis östl. Rohnberg) besteht diese im tieferen Teil aus Tonsteinen, in deren obersten Schichten die ersten *Psiloceras spelae tirolicum* auftreten. Die Mächtigkeit der Schichten mit *Psiloceras spelae tirolicum* ist wahrscheinlich größer als am Kuhjoch. Die Mikrofauna ist ärmer, Ostrakoden fehlen weitgehend und eine klein-

wüchsige *Astarte* ist relativ häufig. Der mittlere und obere Teil der Tiefengraben-Subformation ist ähnlich wie im Kuhjoch-Gebiet ausgebildet.

Im Hochalplgraben (Abb. 7) ist die Tiefengraben-Subformation insgesamt toniger und unter dem Horizont mit *Psiloceras* cf. *pacificum* kommt eine Schicht mit Kalkkonkretionen vor. Die reichsten und auch am besten erhaltenen Mikrofaunen wurden im Hochalplgraben (Abb. 7) gefunden.

Nordflügel der Karwendenmulde (Abb. 3)

Das östlichste Profil ist im Baumgartenbach (rechter Prallhang) beim Forsthaus **Pletzboden** aufgeschlossen. Es ist hier der Übergang von der Tiefengraben-Subformation in die Breitenberg-Subformation und die Adnet-Formation zugänglich. Ebenfalls am **Baumgartenbach** ist ca. 100 bis 200 m oberhalb der Mündung des Eiskönigbachs in den Baumgartenbach der Grenzbereich der Eiberg-Subformation in die Tiefengraben-Subformation aufgeschlossen. In den unteren Schattwalder Schichten sind zwei graue Mergelhorizonte mit Pectiniden vorhanden. Der obere Teil der Schattwalder Schichten ist stark gestört und grenzt mit einer Verwerfung an den oberen Teil der Tiefengraben-Subformation s. str. mit *Reinholdella*. Der Bereich der *P.-spelae*- und der *P.-cf.-pacificum*-Schichten ist tektonisch bedingt nicht vorhanden. Den grauen Mergeln der Tiefengraben-Subformation s. str. sind zwei mikritische, 12 und 9–10 cm dicke Kalkbänke in einem Abstand von 1,6 m eingeschaltet, die mit lithologisch ähnlichen Kalkbänken des Südflügels der Mulde verglichen werden können.

Etwa 125 m SE **Tölzer Hütte** (Schafreiter) ist am Delpshals ein Profil von der Eiberg-Subformation bis in den mittleren Teil der Tiefengraben-Subformation s. str. aufgeschlossen. Die T-Bank ist wahrscheinlich vorhanden. Die Grenzmergel s. str. sind schlecht aufgeschlossen und die etwa 3 m mächtigen Schattwalder Schichten enthalten im Übergang zur Tiefengraben-Subformation graue Mergellagen. In den anschließenden grauen Mergeln ist ab ca. 7 m über der Basis der Subformation *Praegubkinella turgescens* vorhanden und ca. 8 m über der Basis wurden in einer Probe Fragmente von *Psiloceras spelae* gefunden. Anschließend wird der Aufschluss immer stärker von einer Grasdecke überwachsen. Ungefähr 2 und 3 m über dieser Probe treten *Cardinia* und *Astarte* auf und es kommt *Reinholdella* vor. Etwa 2 m höher sind den Mergeln zwei 5 cm mächtige, mikritische Kalkbänke eingelagert.

Ein Aufschluss im Bereich des **Sattelgrabens** (Forststraße) von den Kössener Schichten bis in den Mittleren Jura ist tektonisch stark gestört und es treten besonders im Bereich der Kendlbach-Formation mehrere, tektonisch bedingte Schichtverdoppelungen auf (KMENT, 2004). Es wurde ein kurzes, in sich ungestörtes ca. 5 m mächtiges Profil von der Tiefengraben-Subformation in die Breitenberg-Subformation aufgenommen. In den Mergeln der Tiefengraben-Subformation tritt eine artenarme Fauna aus Foraminiferen und Ostrakoden auf. Im obersten Mergel sind relativ große Seeigelstacheln häufig, die in diesem Schichtbereich auch in mehreren Profilen des Südflügels der Karwendenmulde gefunden wurden.

Grenzmergel s. str.

Die feinschichtige, schwarze, bituminöse Schicht am Top der T-Bank geht im Gebiet zwischen dem Hölzelstal und dem Hochalplgraben in graue, etwa 3 cm mächtige Mergel mit Muscheln über. Anschließend folgen etwa 35 bis 40 cm mächtige, hellbräunliche bis graue Mergel mit pyritgefüllten Bohrspuren (Kuhjoch; Schlossgraben, Abb. 2) im tieferen Teil. Diese Mergel (**Grenzmergel s. str.** i. S. von HILLEBRANDT et al., 2007) können im tieferen Teil Muscheln (*Pseudolimea*, *Cardinia*, *Agerchlamys*) (Abb. 4) und eine artenarme Foraminiferenfauna aus Nodosariiden und Ostrakoden enthalten, zum Teil dominieren flachgedrückte *Trochammina*. Im höheren Teil verarmt die Mikrofauna noch stärker und eine großwüchsige *Marginulinopsis* herrscht vor.

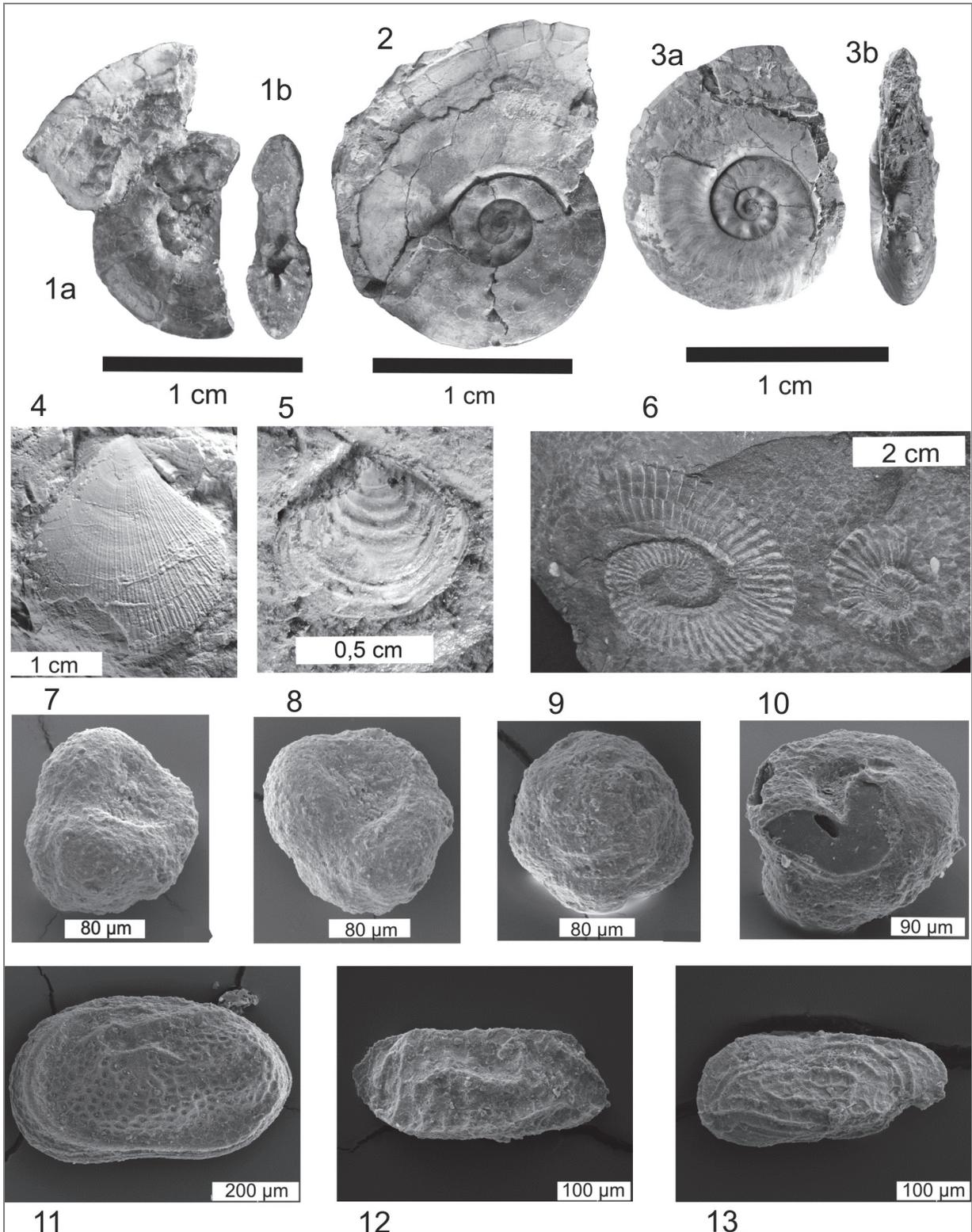
Schattwalder Schichten

Die Grenzmergel s. str. werden im oberen Teil feinschichtig und gehen in ebenfalls vorwiegend feinschichtige rote Tonmergel über, die als **Schattwalder Schichten** (Typuslokalität in der Allgäuer Einheit im Tannheimer Tal, Westtirol) bezeichnet werden.

Die Mächtigkeit der Schattwalder Schichten beträgt in der Karwendelmulde 2 bis 3 m (in der Allgäu-einheit bis zu 10 m). Sie sind allerdings häufig stark tektonisch beansprucht und in der Mächtigkeit reduziert, seltener erhöht. Vor allem im Nordflügel der Karwendelmulde können geringmächtige, graue, kalkige Mergelhorizonte eingelagert sein, in denen Muscheln (hauptsächlich Pectiniden) auftreten. Pectiniden-Fragmente treten auch in den Rückständen von Mergelproben auf, zusammen mit einer artenarmen Nodosariiden-Fauna und *Hippocrepina*, einem einfach gebauten, silikatisch gebundenen Sandschaler, der auch noch unter ungünstigen ökologischen Bedingungen auftritt.



- Abb. 4: Wichtige Fossilien aus der obersten Trias und dem basalen Jura der Karwendelmulde.
- Fig. 1–3: *Psiloceras spelae tirolicum* HILLEBRANDT & KRYSSTYN, basales Hettangium.
Fig. 1a, b, 2: Profil Kuhjoch (Steinkerne mit Lobenlinien, Phragmokon und Teil der Wohnkammer).
Fig. 3a, b: Profil Hochalplgraben (Schalenexemplar, Phragmokon körperlich erhalten, Wohnkammer verdrückt).
- Fig. 4: *Agerchlamys* sp., RK, Hochalplgraben, Muschelbank im Topbereich des Profils; Unteres Hettangium.
- Fig. 5: *Astarte* sp., LK, Kuhjoch, Horizont mit *P. spelae tirolicum*, basales Hettangium.
- Fig. 6: *Choristoceras marshi* HAUER, Kuhjoch, bituminöse Schicht am Top der T-Bank, Oberes Rhätium.
- Fig. 7–8: *Praegubkinella turgescens* FUCHS, Kuhjoch, *spelae*-Horizont, basales Hettangium.
- Fig. 9–10: *Reinholdella* sp., Kuhjoch, *P.-cf.-pacificum*-Horizont, Unteres Hettangium.
- Fig. 11: *Cytherelloidea buisensis* DONZE, LK, Kuhjoch, *spelae*-Horizont.
- Fig. 12, 13: Hochalplgraben, *P.-cf.-pacificum*-Horizont,
Fig. 12: *Eucytherura sagitta* SWIFT, RK,
Fig. 13: *Nanacythere elongata* MICHELSEN, LK.
- RK, LK = rechte, linke Klappe.



Tiefengraben-Subformation s. str.

Die Schattwalder Schichten gehen in die Tiefengraben-Subformation s. str. über, die im Gebiet des Kuhjochs und Ochsenaljochs im unteren Teil aus mehr oder minder tonigen, grauen Mergeln bestehen und in denen vereinzelt Muscheln (Pectiniden, *Cardinia*, *Astarte*, Nuculiden) auftreten. Bei den **Ostrakoden** handelt es sich bis zum ersten Auftreten von *Psiloceras* um eine arten- und individuenarme rhätische Fauna bestehend aus *Bythocypris* sp., *Fabalicypriis triassica*, *Paracypris redcaensis*, *Eucytherura austriaca*, *Ogmoconchella bristolensis*, *Cardobairdia* sp. und *Cytherelloidea buisensis*.

Fünf bis 6 m über dem Top der T-Bank kommen über eine Mächtigkeit von 0,4 m bis knapp 1 m kleinwüchsige (Durchmesser überwiegend nur 1 bis 2 cm), häufig noch mit Aragonitschalen erhaltene, vorwiegend flachgedrückte **Ammoniten** vor. Es handelt sich fast ausschließlich um eine neue Unterart von *Psiloceras spelae* (Abb. 4) (Typlokalität Hochalplgraben) (HILLEBRANDT & KRYSSTYN, 2009). Es ist die älteste Art der für das untere Hettangium typischen Gattung *Psiloceras*. Diese Art wurde zunächst in Nordamerika, dann auch in Südamerika und nun auch in Europa gefunden. Mit dem ersten Auftreten von *Psiloceras spelae tirolicum* HILLEBRANDT & KRYSSTYN wird die Basis des Hettangium definiert (GSSP am Kuhjoch).

Die Mergel bis Tonmergel enthalten eine Mikrofauna aus **Foraminiferen** und **Ostrakoden** (Abb. 7) (HILLEBRANDT & URLICHS, 2008), **kalkigen Nannofossilien** (BOWN in HILLEBRANDT et al., 2007) und gut erhaltenen **Palynomorphen** (BONIS et al., 2009) sowie weiteren Mikrofossilien (Abb. 7).

Die Foraminiferenfauna wird durch einen großwüchsigen Sandschaler (*Ammobaculites*) charakterisiert. Daneben treten vorwiegend kleinwüchsige Polymorphiniden und Nodosarioidea und zum z. T. häufig, **aragonitschalige Oberhauserellidae** auf. Die aus dem untersten Teil der Tiefengraben-Subformation genannten rhätischen Ostrakoden reichen noch ins Hettangium. Sie zeigen an, dass im obersten Rhaetium wieder vollmarine Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Daneben sind *Ogmoconchella* mit ca. 80 % der Individuen und *Cytherelloidea* mit 5–10 % vertreten. Letztere Gattung weist auf ungünstige, disaerobe Lebensbedingungen am Meeresboden hin.

Ab dem *spelae*-Horizont werden Crinoideen-Sklerite häufig bis sehr häufig. Im Profil des Hochalplgrabens tritt eine 1 cm mächtige Crinoidenlage auf. Im oberen Teil der mittleren Tiefengraben-Subformation nimmt in den Mergeln die Siltkomponente zu und es treten anschließend kalkarenitische Bänke auf. In den siltigen Mergeln wurde in 4 Profilen *Psiloceras* cf. *pacificum* gefunden. Die für den Jura typische Gattung **Reinholdella** kann in der mittleren Tiefengraben-Formation zusammen mit *Ammobaculites* die überwiegende Faunenkomponente darstellen.

Im tieferen Teil der oberen Tiefengraben-Subformation sind in die Mergel zwei mikritische Kalkbänke eingelagert, die Untere mit Muscheln (hauptsächlich *Liostrea*), selten Brachiopoden (*Tetrarhynchia*) und sehr selten Ammoniten. Im oberen Teil der Tiefengraben-Subformation werden kalkarenitische Mergel und Kalkbänke häufiger und es vollzieht sich ein Übergang in die Breitenberg-Subformation mit nur noch geringmächtigen Mergelfugen zu Beginn.

Während in der mittleren Tiefengraben-Subformation noch reiche Mikrofaunen mit Foraminiferen und Ostrakoden vorhanden sind, tritt im oberen Teil dieser Subformation zunehmend eine Verarmung der Mikrofaunen ein.

3.1.2. Biostratigraphie

Der jurassische Anteil der **Tiefengraben-Subformation** (Abb. 5) lässt sich mit Hilfe von Arten der Gattung *Psiloceras* biostratigraphisch (HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009) unterteilen, von denen nahe verwandte Arten auch in Nord- und Südamerika vorkommen und die bisher in Europa nur in der Karwendelmulde gefunden wurden. Der Ammoniten-Biohorizont mit ***Psiloceras spelae tirolicum*** lässt sich sehr gut mit dem Ammonitenhorizont mit *Psiloceras spelae spelae* in Nordamerika vergleichen und tritt auch in Südamerika auf.

Ein zweiter Ammoniten-Biohorizont mit *Psiloceras* ist am GSSP-Kuhjoch ca. 2 m über dem *spelae*-Horizont vorhanden und die Exemplare können der Gruppe des *Psiloceras tilmanni* zugeordnet werden, die in Amerika über dem *spelae*-Horizont angetroffen wird. Dieser Horizont lässt sich wahrscheinlich auch am Ochsentaljoch nachweisen.

Ein dritter Ammoniten-Biohorizont wurde im mittleren Teil der Tiefengraben-Subformation gefunden. Die besten Exemplare stammen aus dem Hochalplgraben und können als ***Psiloceras cf. pacificum*** bestimmt werden. *P. pacificum* wurde vor allem aus Nordamerika beschrieben und tritt über Schichten mit *P. tilmanni* auf. Der Horizont mit *P. cf. pacificum* ließ sich auch am Rissbach, Ochsentaljoch und Kuhjoch nachweisen.

Die 3 Ammoniten-Biohorizonte wurden von HILLEBRANDT & KRYSZYN (2009) (Abb. 6) zur **Tilmanni-Standardzone** zusammengefasst, über der die **Planorbis-Standard-Zone** folgt. Die Basis der Planorbis-Standardzone wurde von PAGE, CLEMENCE & BLOOS (2010) diskutiert und in NW-Europa mit dem ersten Auftreten von *Neophyllites* definiert.

Ein glattschaliges Ammoniten-Fragment aus der ersten Kalkbank des Hochalplgraben-Profiles ist für eine Artbestimmung zu fragmentarisch erhalten.

Verschiedene biostratigraphisch wichtige Mikrofossilgruppen wurden gefunden (Abb. 7). Die **Palynomorphen** (BONIS et al., 2009) sind vor allem für den Übergangsbereich von der Eiberg-Subformation in die Tiefengraben-Subformation und in den basalen Jura von biostratigraphischer Bedeutung, da auch die Schattwalder Schichten wichtige Daten lieferten, in denen durch die eingeschränkt marine Fazies keine anderen biostratigraphisch wichtigen Fossilien vorkommen.

Bei den Foraminiferen sind es die **aragonitischen Robertinina**, die biostratigraphisch bedeutsam sind (HILLEBRANDT, 2010) und ab der Tiefengraben-Subformation s. str. zunächst selten und dann zunehmend in manchen Proben sehr häufig auftreten können. Es existiert eine Entwicklungsreihe von *Oberhauserella* über *Praegubkinella* bis zu *Reinholdella*. ***Praegubkinella turgescens*** ist eine Leitform für den Schichtbereich, in dem *P. spelae tirolicum* auftritt.

Die **Ostrakoden** lieferten bis zur T-Bank eine artenreiche, für das Rhätium typische Ostrakoden-Fauna, die reduziert auch noch bis zur bituminösen Schicht am Top der T-Bank vorhanden ist. Anschließend nimmt die Artenzahl stark ab und erst ab der Tiefengraben-Subformation wieder allmählich zu. Knapp unter dem ersten Auftreten von *P. spelae* tauchen folgende jurassische Arten auf: *Bairdiacypris? sartriensis*, *Isobythocypris tatei*, *Eucytherura* n. sp., *Pseudomacrocypis subtriangularis*, *Paradoxostoma fusiforme* und *Cytherella drexlerae*. Im *spelae*-Horizont kommen weitere jurassische Arten hinzu: *Bairdia molesta*, *Fabalypris praelonga*, *Nanacythere elongata*, *Ogmoconchella aspinata*, und *O. telata* sowie im *tilmanni*-Horizont *Cytheropteron* n. sp. und knapp darüber *Nanacythere aff. paracostata*. Im *pacificum*-Horizont treten erstmals *Cytherella flacherensis* und *Liasina lanceolata* sowie darüber *Cytherella concentrica* und *Carinobairdia gracilis* auf. In der unteren Tilmanni-Zone dominiert *Ogmoconchella* mit bis zu 96 % der Individuen, in der oberen Tilmanni-Zone tritt daneben *Cytherelloidea* mit bis zu 56 % auf. Häufiges Auftreten letzterer Gattung weist auf disaerobe Lebensbedingungen am Meeresboden hin (pers. schriftl. Mitt. M. Urlichs).

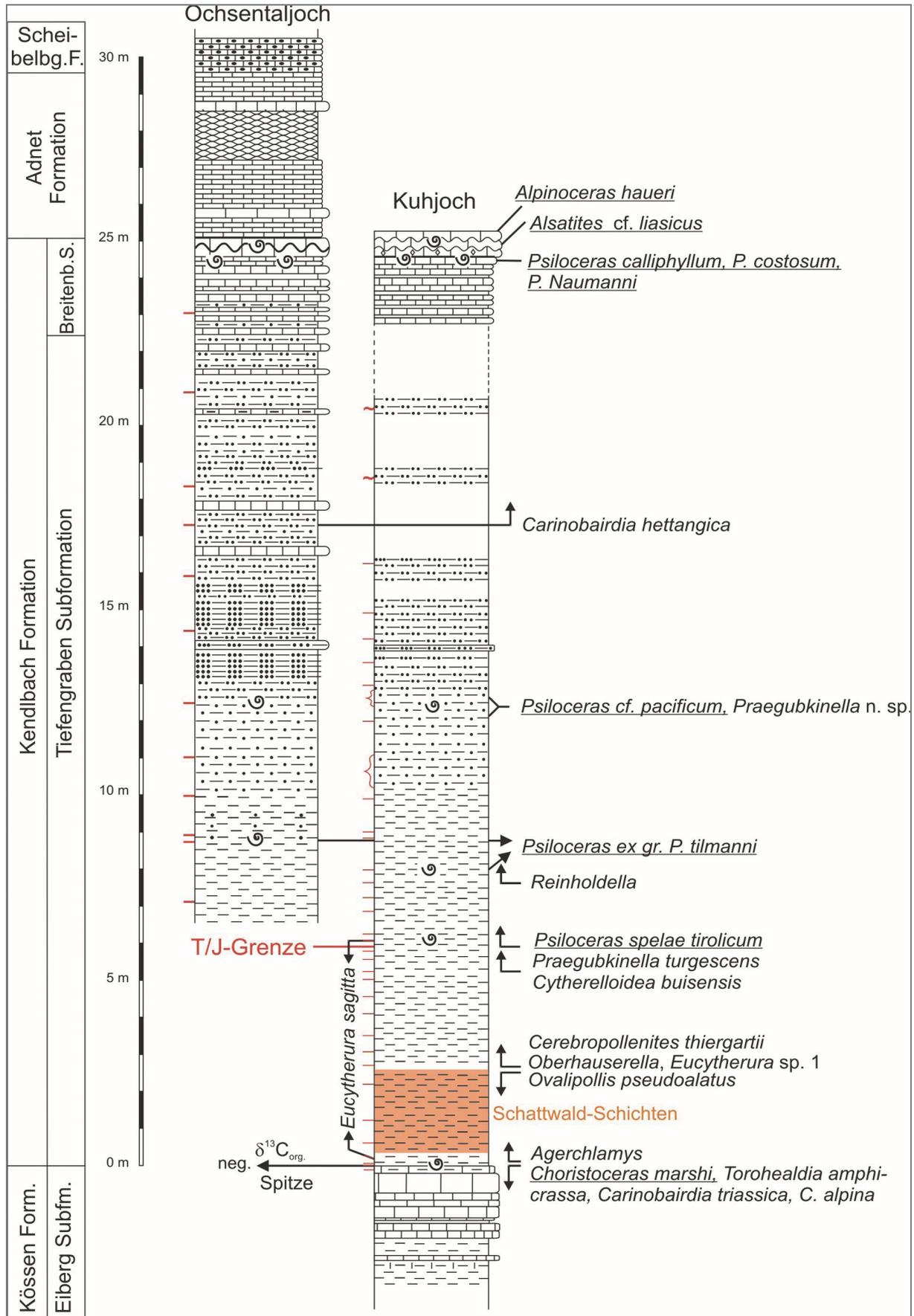


Abb. 5: Profile Kuhjoch- und Ochsentaljoch mit dem ersten und letzten Auftreten biostratigraphisch wichtiger Fossilien.

	Zonen	Nördliche Kalkalpen HILLEB.& KR. 2009	NW Europa (Großbritannien) PAGE 2003 (modif.)	Nordamerika (Nevada) GUDEX et al. 2004 (modif.)	Südamerika (Chilingote) HILLEBRANDT 2000(m.)
Unteres Hettangium	Planorbis	P. naumanni	C. johnstoni	C. crassicostratum	P. cf. calliphylloides
		P. costosum + P. calliphylum	P. plicatulum P. psilonotum P. planorbis	----- P. polymorphum	P. rectocostatum P. primocostatum
		Neophyllites	Neophyllites P. erugatum	----- P. pacificum	P. planocostatum
	Tilmanni	P. cf. pacificum	?	P. marcouxii + Odog.	P. tilmanni
		P. ex gr. P. tilmanni		----- P. spelae	P. cf. tilm. + Odog.
		Psiloc. spelae		----- Choristoceras crickmayi	P. cf. spelae
Rhätium	Marshi	Choristoceras marshi	Choristoceras crickmayi	Ch. marshi + Ch. crickmayi	

Abb. 6: Korrelation der Ammoniten-Zonen, -Subzonen und -Horizonte (grau) des Unteren Hettangium, gestrichelte Linien ungefähre Korrelation (HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009).

3.2. Breitenberg-Subformation (GOLEBIOWSKI, 1990)

3.2.1. Lithologie

Die Tiefengraben-Subformation geht in die Breitenberg-Subformation über. Im Grenzbereich nimmt die Mächtigkeit der sandigmergeligen Lagen zwischen den Kalkbänken ab und die Grenze wird dort gezogen, wo die Mächtigkeit der sandigmergeligen Zwischenlagen weniger als 3 bis 5 cm beträgt. Da es sich um eine lithologische Grenze handelt, muss damit gerechnet werden, dass diese Grenze von Profil zu Profil ein unterschiedliches biostratigraphisches Alter besitzen kann.

Die **Mächtigkeit** der Breitenberg-Subformation und einzelner Bänke ist in Profilen des Süd- und Nordflügels der Karwendelmulde auf kurze Entfernung sehr unterschiedlich (Abb. 8). Die Mächtigkeit der Subformation liegt am **Kuhjoch** und **Ochsentaljoch** (Südflügel) sowie **Sattelgraben** (Nordflügel) im Bereich von 1 m, beträgt am **Fonsjoch** (Südflügel) ca. 2 m und erreicht am **Pletzboden** (Nordflügel) eine maximale Mächtigkeit von 2,5 m. Die faziellen Unterschiede und die Mächtigkeitsunterschiede können zwischen den östlichen und westlichen Profilen größer sein als zwischen den nördlichen und südlichen Profilen. Im Karwendelgebirge beginnt die Breitenberg-Subformation mit einer unterschiedlichen Anzahl von grauen Kalkbänken (bis max. 16 am Pletzbodenprofil) („**Grauer Liasbasiskalk**“ i. S. von ULRICH, 1960). Die Mächtigkeit dieser Graukalkbänke kann bis zu 25 cm betragen. In den obersten Graukalkbänken werden Glaukonit und Muschelschill zunehmend häufiger. In einzelnen Profilen sind deutlich ein oder zwei **Muschelpflaster** mit *Plagiostoma giganteum* vorhanden. Ausführlich beschrieben sind die Muschelpflaster z. B. vom Fonsjoch, dort allerdings nicht mehr im Graukalk.

Lithologisch und stratigraphisch lassen sich im oberen Teil der Breitenberg-Subformation mehrere, faziell typische Kalkbänke unterscheiden (Abb. 8).

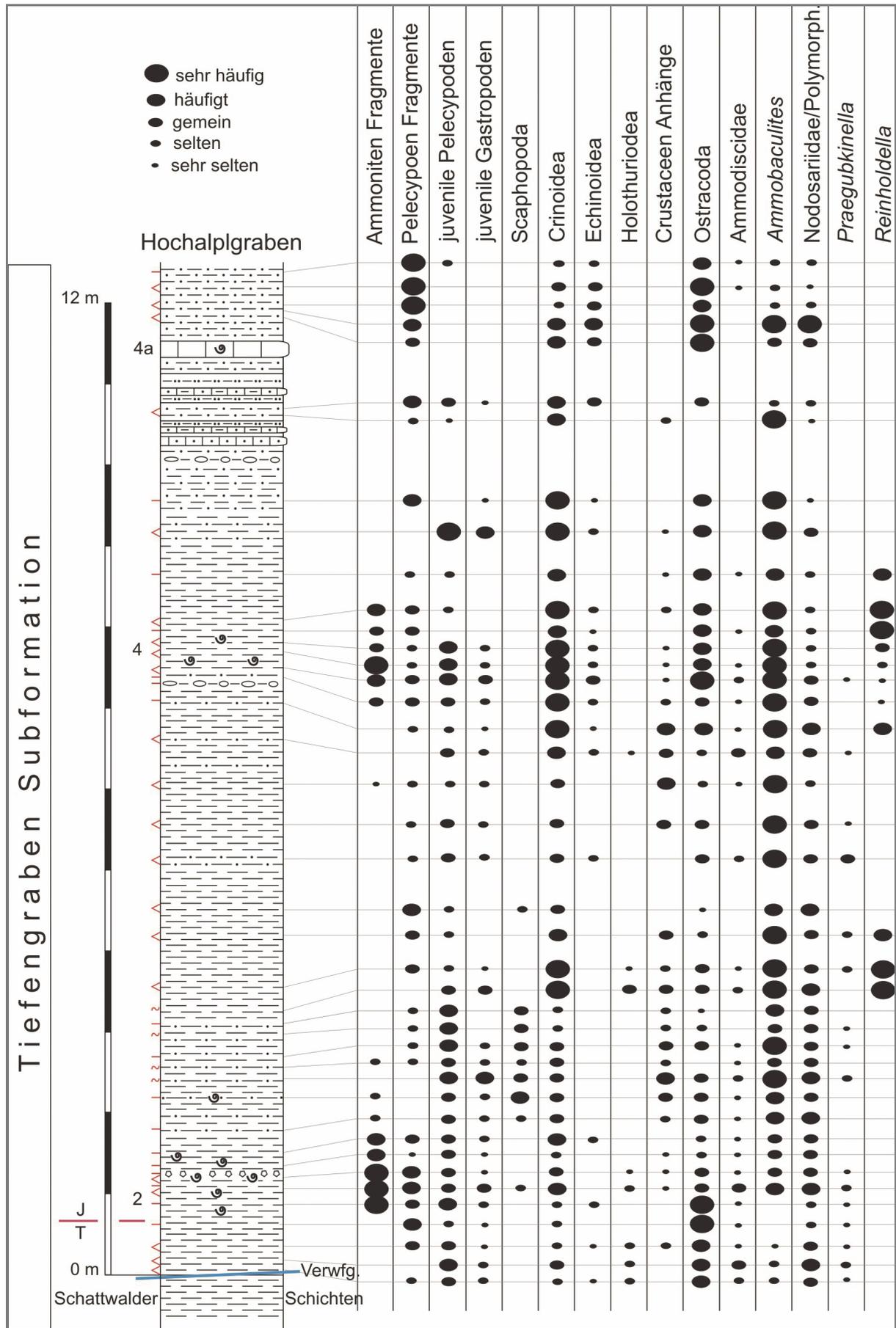


Abb. 7: Profil Hochalplgraben mit Tabelle Mikrofossilien.

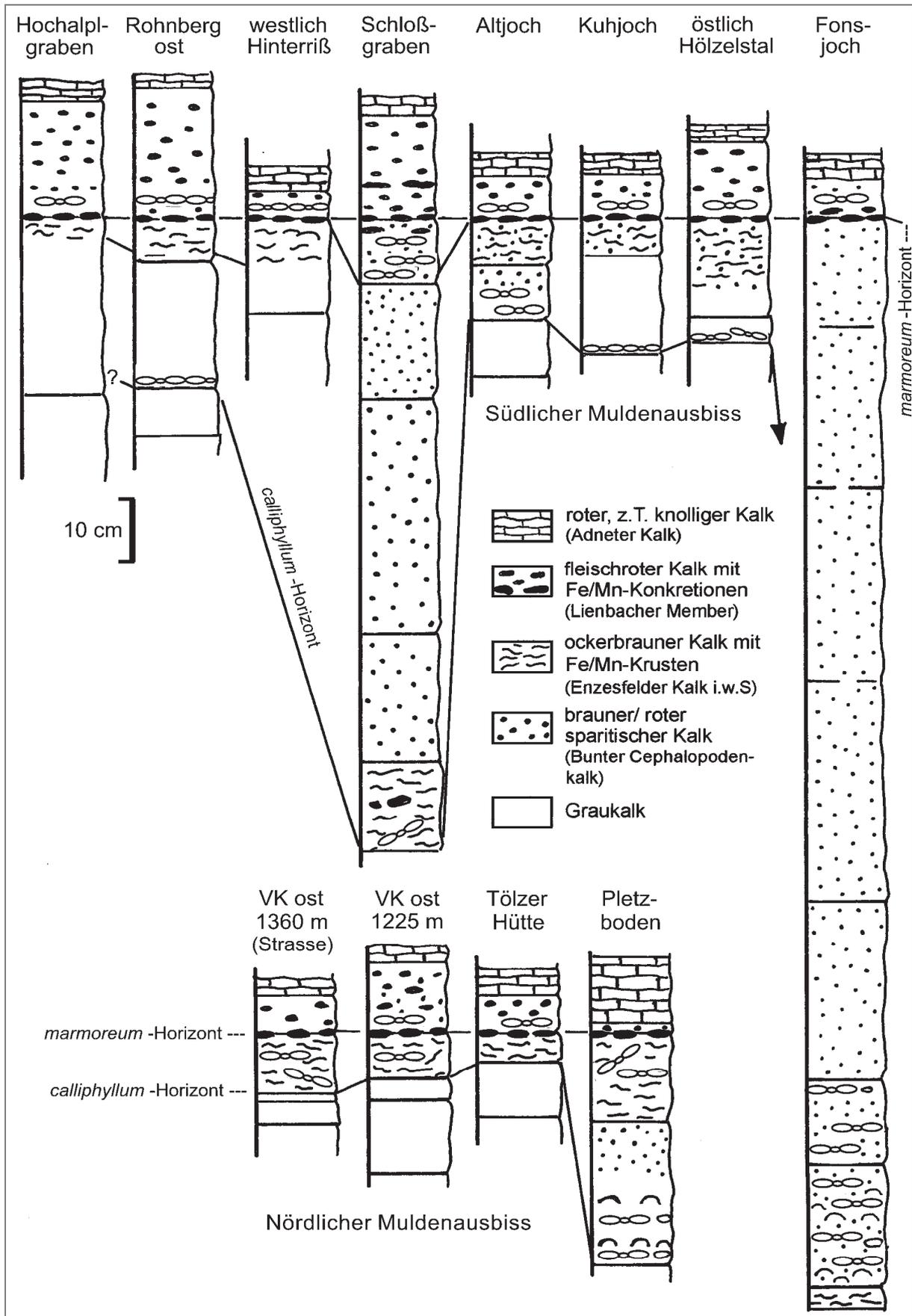


Abb. 8: Detailprofile der Breitenberg-Subformation (oberes Unter- bis Oberhettangium) bis zu den roten Knollenkalken der Adnet-Formation.

Calliphyllum-Bank

Die oberste Graukalkbank (selten mehr als eine Bank) kann reich an Ammoniten sein und enthält durch mehr oder minder starke Kondensation mehr als einen biostratigraphischen Ammonitenhorizont. Diese Bank wird nach dem in dieser Bank häufigen *Psiloceras calliphyllum* (NEUMAYR) als **Calliphyllum-Bank** bezeichnet. *P. calliphyllum* wurde von früheren Autoren als Leit-Ammonit für die Basis des alpinen Hettangium angesehen. Diese Art ist zusammen mit *Psiloceras costosum* LANGE in allen Profilen nachgewiesen. Die Ausbildung als **Ammonitenpflaster** ist nicht selten. Die Calliphyllum-Bank ist in mächtigeren Profilen als Graukalk ausgebildet oder im Enzesfelder Kalk enthalten.

Am **Fonsjoch** ist sie ausnahmsweise am Übergang des Enzesfelder Kalks zu den Bunten Cephalopodenkalken zu finden. Ob das Ammonitenpflaster mit *Ps. calliphyllum* am Fonsjoch faziell noch zum Enzesfelder Kalk gezählt werden sollte oder nicht, bleibt zu definieren.

In der Calliphyllum-Bank findet man auch gelegentlich seltene Formen wie z. B. *Pleuracantithes*, *Neophyllites* oder *Euphyllites*.

Im **Pletzbodenprofil** ist eine eigene Bank mit *Psiloceras naumanni* und *Caloceras johnstoni* (oberes Unterhettangium) (s. a. S. SCHÜTZ, 1974) ausgebildet und die Graukalke reichen bis zu einer Bank mit *Storthoceras frigga* (unteres Mittelhettangium).

Wahrscheinlich ist davon auszugehen, dass die Ammoniten aus der Calliphyllum-Bank alle umgelagert vorliegen. Der ursprüngliche Ablagerungsraum scheint nicht mehr erhalten zu sein.

Enzesfelder Kalk

Über den Graukalkbänken folgt ein ockerbrauner Kalk, der reich an Eisen-Mangan-Krusten und -Imprägnationen ist. Typisch sind in der Mikrofauna **Kleingastropoden**, **Ostrakoden** und nodosariide sowie involutinide **Foraminiferen**. Das Gestein ist ein wirres Durcheinander von Gesteinsklasten verschiedener Herkunft mit Subsolutionspuren, Fossilien und Fe-Mn-Krusten. Der Übergang vom Graukalk zu diesem als „Enzesfelder Kalk im weiteren Sinn“ anzusprechenden Gestein ist meistens fließend und findet innerhalb von ca. 10 Zentimetern statt. Selten folgt auf den Graukalken als Übergang ein brauner, sparitischer Kalk, der erst im obersten Bereich die typischen Eisen-Mangan-Krusten und Imprägnationen zeigt. Dieser kann auch als Bunter Lias-Cephalopodenkalk (s. u.) angesehen werden.

Die ockerbraune Verwitterungsfarbe ist für den Enzesfelder Kalk charakteristisch. Der Enzesfelder Kalk ist meistens mikritisch ausgebildet (v. a. im Westen). In den östlichen Profilen wird er zunehmend sparitisch.

Als einzige Ausnahme ist das Profil am **Fonsjoch** zu nennen: die Kalkabfolge beginnt dort mit einer Varietät des Enzesfelder Kalks, einem gelbbraunen mikritischen Kalk, der sehr reich an Eisen und großen kieseligen Konkretionen ist. Graukalke sind (tektonisch bedingt ?) nicht vorhanden.

Bunter Lias-Cephalopodenkalk

Gelegentlich unter, vor allem über dem Enzesfelder Kalk kann ein hellbrauner oder weinroter, sparitischer Kalk (Wackestone) folgen. Dieser Kalk ist besonders mächtig am **Fonsjoch** und kommt auch im **Schlossgraben** vor. Diese gut gebankten Kalkbänke sind nach TOLLMANN (1976) als Bunter Lias-Cephalopodenkalk anzusprechen, auch wenn die Cephalopoden selten und sehr schlecht erhalten sind. Bei den meisten Profilen fehlt er jedoch.

Marmoreum-Kruste und Marmoreum-Bank

Als Leithorizont folgt über dem Enzesfelder Kalk oder dem Bunten Lias-Cephalopodenkalk eine in allen Profilen zu beobachtende Eisen-Mangan-Kruste, die sog. „Marmoreum-Kruste“ nach *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL). Sie ist ein klassischer Kondensationshorizont. „Die Bildung dieser kondensierten Serie fällt mit einem globalen Meeresspiegeltiefstand zusammen (HAQ et al., 1988) und lässt sich durch verstärkte Strömungsaktivität erklären (BÖHM, 1992)“ (WAGREICH et al., 1996). Die Eisenmangankruste folgt im Karwendelgebirge entweder direkt auf dem Enzesfelder Kalk oder auf dem Lias-Cephalopodenkalk. Im Bereich der rhätischen Riffplattformen kann sie als erste jurassische

Schicht auf Rhätkalk liegen, z. B. in Adnet. Die Marmoreum-Kruste kann punktuell bis zu 10 cm mächtig werden. Dieser Bereich ist oft schlecht zu fassen, der Übergang zum liegenden und hangenden Gestein kann fließend sein. Charakteristisch sind große Fe-Mn-Konkretionen in Verbindung mit einer dünnen, durchgehenden Kruste.

3.2.2. Entstehung der kondensierten Ammonitenbänke

Die Breitenberg-Subformation wird durch ihre kondensierten Ammonitenbänke charakterisiert. So treten in der Calliphyllum-Bank Arten auf, von denen nahe verwandte Arten in Großbritannien (PAGE, 2003) aber auch in Nord- und Südamerika in verschiedenen, übereinander liegenden Bänken gefunden wurden. Eine Deutung ihrer Entstehung ist nicht einfach. In vorwiegend geringmächtigen Bänken im cm- bis dm-Bereich liegen schichtparallel oder ungeordnet Ammoniten verschiedener Größe, wobei auch Sortierungen nach der Größe beobachtet wurden. Man kann davon ausgehen, dass die Ammoniten zumeist nicht an Ort und Stelle durch Mangelsedimentation kondensiert wurden, sondern durch Umlagerung an ihrem endgültigen Ort ihrer Sedimentation abgelagert wurden. Es muss auch mit mehrfachen Umlagerungen gerechnet werden. Der heutige Ablagerungsbereich stimmt wahrscheinlich nicht mit dem ursprünglichen Ablagerungsbereich überein.

Direkt unter der Calliphyllum-Bank treten sehr selten *Psiloceras* auf, die jünger sind als die ältesten in der Calliphyllum-Bank gefundenen *Psiloceras*. Die Calliphyllum-Bank verschiedener Profile ist wahrscheinlich nicht überall zum exakt gleichen Zeitpunkt entstanden, da der Umfang der kondensierten Ammoniten-Biohorizonte unterschiedlich sein kann. Die besonders stark kondensierte Calliphyllum-Bank am **Kuhjoch** kann in exakt gleicher Fazies, Mächtigkeit und Ammoniteninhalt über ca. 1 km von Westen nach Osten verfolgt werden. Bei anderen Lokalitäten setzen sich die kondensierten Ammonitenbänke bei stark variierender Mächtigkeit und Fossilinhalt nur über wenige Meter fort und stellen langgestreckte, oft unregelmäßige Linsen dar.

Das ursprüngliche Ablagerungsgebiet der meisten kondensierten Ammoniten dürfte in den Randbereichen des Eiberbeckens gelegen haben. Während der Ablagerung der Kendelbach-Formation verringerte sich die Ablagerungsgeschwindigkeit durch reduzierte Subsidenz, Absenkung des Meeresspiegels und/oder Auffüllung des Beckens. Davon betroffen waren sicherlich verstärkt die Randbereiche des Beckens.

Am Ende des Zeitraums der in der **Calliphyllum-Bank** akkumulierten Ammoniten muss es in den Randbereichen des Beckens zur Umlagerung der dort abgelagerten Ammoniten in tiefere Beckenbereiche gekommen sein. Da die zu diesem Zeitpunkt jüngsten Ammoniten zuerst umgelagert wurden, ist es verständlich, dass diese bereits unterhalb der eigentlichen Calliphyllum-Bank gefunden werden. Bei mehreren Lokalitäten treten an der Basis der Calliphyllum-Bank besonders großwüchsige *P. calliphyllum* auf, die schichtparallel eingeregelt sind.

Beim **Enzesfelder Kalk** dürfte die Kondensation durch Umlagerung und möglicherweise auch Kondensation durch Mangelsedimentation entstanden sein. Die Mikrofazies spricht für eine Sedimentbildung, wie sie auf Seamounts erfolgt.

Bei der **Marmoreum-Kruste** bzw. **Marmoreum-Bank** ist die Kondensation vor allem durch Mangelsedimentation und Omissionsbedingungen erfolgt.

3.2.3. Biostratigraphie

Unter-Hettangium

Die makrofossilarne Kalk-Mergel-Abfolge der obersten Tiefengraben-Subformation (Übergang zur Breitenberg-Subformation) lieferte kürzlich an einem einzigen Profil der Karwendelmulde bestimmbare Ammoniten, die älter als die Ammoniten der Calliphyllum-Bank sein müssen (Bestimmung in Arbeit; ? **Tilmani-Zone**).

Die in der **Calliphyllum-Bank** kondensierten Ammoniten können mit mehreren aus Großbritannien beschriebenen (PAGE, 2003) Ammoniten-Biohorizonten korreliert werden (BLOOS, 2004). Die in der Calliphyllum-Bank seltene Gattung *Neophyllites* tritt in Großbritannien in Ammoniten-Hori-

zonen auf, die unter Schichten mit *Psiloceras*-Arten liegen, die mit *P. calliphyllum* und *P. costosum* vergleichbar sind. PAGE et al. (2010) definierten die Basis der **Planorbis-Zone** in NW-Europa mit der Gattung *Neophyllites*.

P. calliphyllum und *P. costosum* sind Leitammoniten für den untersten Bereich der Calliphyllum-Bank.

In der nächsten Bank (Pletzboden) oder darüber folgen *Psiloceras naumanni* (NEUMAYR) und *Caloceras johnstoni* (SOWERBY). Eine Trennung dieses Ammoniten-Horizonts von dem mit *Ps. calliphyllum* ist nur an den mächtigeren Profilen (z. B. **Pletzbodenprofil**) nachzuweisen. Meist liegen sie untrennbar zusammen vor, z. B. am Kuhjoch. *C. johnstoni* charakterisiert in Großbritannien den obersten Teil des unteren Hettangium (**Johnstoni-Zone**). Die Ammoniten der Calliphyllum-Bank können einen Zeitraum umfassen, der sich in Großbritannien in bis zu 8 unterscheidbare Ammoniten-Biohorizonte gliedern lässt.

Mittel-Hettangium

Ammoniten des mittleren Hettangium wie *Storthoceras frigga* (WÄHNER) im tieferen Teil und *Megastomoceras megastoma* (GÜMBEL) sowie *Alsatites proaries* (NEUMAYR) und begleitenden Formen im höheren Teil sind selten nachzuweisen.

Gelegentlich finden sich einzelne Exemplare aus diesem Faunenbereich im obersten **Enzesfelder Kalk**, häufiger umgelagert und verkrustet innerhalb der Marmoreum-Kruste. Eine Ausnahme stellt wiederum das Fonsjoch dar, wo das mittlere Hettangium mächtig und fossilreich ansteht.

Ober-Hettangium

Die Fauna des oberen Hettangium mit *Schlotheimia montana* (WÄHNER) und *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL) beginnt wenige cm unter der **Marmoreum-Kruste**. Je nach Karbonatsedimentation während dieser Krustenbildung kann ein Ammonitenpflaster ausgebildet sein. Häufig ist eine Anreicherung der Fauna wenige cm unter der Kruste, in einer stark kondensierten Bank, die reich an Eisen-/Mangankrusten und -Imprägnationen ist. Über der Kruste kommen in der Lienbach-Subformation häufig einzelne, stark mit Eisen/Mangan umkrustete Ammoniten vor, die offensichtlich mehrfach umgelagert wurden. Der Artenreichtum der Fauna ist nicht überall gleich. Manchmal fehlen einzelne Ammonitengruppen aufgrund von Sedimentationslücken. Zum Beispiel treten im Profil **Tölzer Hütte** seltene, stratigraphisch jüngere Formen wie *Schreinbachites*, *Epammonites cordieri* und engnablige *Discamphiceras* (KMENT, 2000) konzentriert zusammen mit typischen, älteren Vertretern wie *Schlotheimia montana* auf. Die jüngsten Formen leiten bereits über ins Sinemurium. Dagegen treten dort Formen wie *Schlotheimia donar*, *Alpinoceras haueri* und *A. marmoreum* nicht auf, die in den anderen Profilen häufig sind.

Auch hier ist eine vollständige Umlagerung der Gehäuse aus einem unbekanntem Ablagerungsraum denkbar, was eine gewisse Selektion möglich werden lässt.

In der Marmoreum-Kruste sind in westlichen, geringmächtigen Aufschlüssen des Nordflügels der Karwendelmulde vor allem umgelagerte Formen des unteren Hettangium (z. B. Tölzer Hütte) enthalten, wie z. B. *Psiloceras calliphyllum*. Ammoniten des mittleren und oberen Hettangium treten gemischt in den meisten, etwas mächtigeren Profilen auf.

Ausschließlich Formen des oberen Hettangium sind nur in den wenigen besonders mächtigen Profilen (z. B. **Schloßgraben, Fonsjoch**) enthalten. Ein Trend ist in den Profilen nicht festzustellen.

Die Mächtigkeit des Gesteinspakets zwischen der Calliphyllum- und der Marmoreum-Bank wechselt sehr schnell innerhalb von wenigen hundert Metern von 100 cm bis 20 cm.

Am Aufschluss Vorderskopf Ost fehlen Ammoniten in der Marmoreum-Kruste fast völlig.

4. Adnet- und Scheibelberg-Formation

Auf der *marmoreum*-Kruste folgt zumeist ein fleischroter, mikritischer Kalk, in dem vor allem im unteren Bereich größere Fe-Mn-Konkretionen auftreten. Meist ist die ganze Bank voll mit kleinen Konkretionen (<10 mm). Der Gesteinswechsel über der *marmoreum*-Kruste zu einem mikritischen Rotkalk ist ein weiteres typisches Indiz, diesen Horizont im Gelände zu finden. Dieser eisenreiche Rotkalk kann eindeutig zur **Lienbach-Subformation** (beschrieben nach der Typlokalität bei Adnet in WAGREICH et al., 1996) der **Adnet-Formation** gestellt werden.

Nicht selten treten größere Konkretionen auf, die umgelagerte Ammoniten des Hettangium enthalten.

Ammoniten des basalen Sinemurium konnten bisher kaum nachgewiesen werden. Lediglich am Profil **Tölzer Hütte** ist über der Bank der Lienbach-Subformation im hangenden Rotkalk *Angulaticeras taurinum* WÄHNER enthalten, das eventuell schon ins Sinemurium zu stellen ist.

Die Fortsetzung der Schichtfolge bilden weitere Gesteinstypen der **Adnet-** oder auch **Scheibelberg-Formation** (GARRISON, 1964) in typischer Ausbildung. Durch die Zerlegung des Ablagebereichs am Ende des Hettangium in einzelne Schollen ist die Lithologie der Liasgesteine sehr divers, je nach Stärke der Absenkung und Kippung der Schollen. Die Karwendelmulde weist eine schnelle – jedoch auch unterschiedliche – Absenkung auf. Schwellensedimente (Bunte Cephalopodenkalke und Crinoidenspatkalke) wechseln vertikal und lateral sehr schnell mit Hangsedimenten (Adneter Schichten s. I. = Adnet-Formation und Lias-Kieselkalke = Scheibelberg-Formation) und Beckensedimenten (graue Mergel und Fleckenkalke = Allgäu-Formation) ab.

Im **Nordflügel** der Karwendelmulde liegt z. B. am Vorderskopf fast die gesamte Abfolge des Lias als **Adnet-Formation** vor: Crinoiden-Biomikrite (**Motzen-Subformation**) des Unterlias, rotbraune Knollenkalke (**Schmiedwirt-Subformation**) des Mittellias und rote Mergel (**Saubach-Subformation**) des Oberlias. Nur im stratigraphisch tieferen Bereich ersetzt ein typischer Crinoidenspatkalk (Hierlatzkalk) Teile der Adnet-Formation, der nach Osten auskeilt. Die wenigen, in diesen Schichten gefundenen Ammoniten weisen auf Ober-Sinemurium hin.

Im **Südflügel** kommen am Rohnberg über wenig mächtigen Rotkalkbänken (der o. g. **Lienbach-Subformation**) graubraune und rote Kalke und Kieselkalke (= **Scheibelberg-Formation**) im unteren Bereich der Schichtfolge vor. Sie repräsentieren ein Hangsediment zwischen Schwelle und Becken und enthalten überwiegend eine Fauna des Sinemurium. Darüber liegen mächtige Knollenkalke (**Schmiedwirt-Subformation**) und Mergel (**Saubach-Subformation**) mit z. T. reichen Faunen vom Pliensbachium bis zum oberen Toarcium (FISCHER in DOBEN & FISCHER, 1982, S. 11). Im Westen kommen im Hochalplgraben sogar Resedimentlagen (**Scheck-Subformation**) vor.

Östlich Hinterriß sind nach S. SCHÜTZ (1974) über Rotkalken der Adnet-Formation graue Sedimente (**Allgäu-Formation**) ausgebildet, die auch im Wesentlichen das Sinemurium repräsentieren. Der obere Lias ist dann wieder durch Rotsedimente vertreten. Lias-Kieselkalke kommen nicht vor. Die Adneter Schichten des Nordflügels sind fossilreich. Allgemein kann in der Karwendelmulde auf eine Beckenvertiefung von West nach Ost geschlossen werden (ULRICH, 1960).

5. Schlussfolgerungen

Aufgrund der geringen faziellen Unterschiede zwischen dem Süd- und dem Nordflügel der Karwendelmulde kann davon ausgegangen werden, dass diese im Hettangium ein zusammenhängendes Becken bildeten. Am Ende der Eiberg-Subformation kommt es durch eine globale Regression auch im Bereich der Karwendelmulde zu einer Absenkung des Meeresspiegels. Die das Eibergbecken begrenzenden Kalkplattformen fielen trocken. Am Top der Kössener Schichten bildete sich eine feinschichtige, 1 bis 2 cm mächtige, bituminöse Lage, in der die letzten triassischen Ammoniten (*Choristoceras*), Muscheln, Fischschuppen und eine noch relative reiche Mikrofauna aus Foraminiferen und Ostrakoden vorkommen. Zumindest zeitweise dürften dysoxische bis anoxische Bedingungen geherrscht haben. In den folgenden Mergeln verarmt die Mikrofauna und *Trochammina* kann vorherrschen. Eine Schicht mit Bohrspuren beweist, dass nicht völlig anoxische Verhältnisse existierten. Im oberen Teil der Grenzmergel s. str. tritt eine großwüchsige *Marginulinopsis* auf.

In den roten Schattwalder Schichten kommen nur untergeordnet vollmarine Organismen vor und sie wurden vorwiegend unter nicht normalen, marinen Bedingungen abgelagert. Ein kieselig gebundener und einfach gebauter Sandschaler (*Hippocrepina*) tritt auf. Die Ausbildung kalkiger Gehäuse könnte erschwert gewesen sein. Die Verbindung zu offen marinen Gebieten dürfte zu dieser Zeit am stärksten unterbrochen worden sein. Im nördlich anschließenden Allgäubecken ließen sich in den dort mächtigeren Schattwalder Schichten keine marinen Organismen nachweisen. Die Grenze zu der Tiefengraben-Subformation liegt wahrscheinlich in biostratigraphisch jüngeren Schichten, da dort (Profil Wolfsschlucht bei Aschau, südl. Chiemsee) *Praegubkinella turgescens* bereits 20 bis 40 cm über den Schattwalder Schichten auftritt.

Während des Übergangs der roten Schattwalder Schichten in die graue Tiefengraben-Subformation s. str. kam es durch einen erneuten Anstieg des Meeresspiegels zur Rückkehr von vollmarinen Verhältnissen. Kleinwüchsige, kalkige Foraminiferen und ökologisch anspruchsvollere Sandschaler kehrten zurück und auch die Zahl sowie Diversität der Ostrakoden nahm wieder zu. Während der Ablagerung der mehr oder minder tonigen oder mergeligen Sedimente des unteren Teils der Tiefengraben-Subformation s. str. herrschten am Meeresboden zumindest zeitweise noch ungünstige Sauerstoffverhältnisse, was sich in der Häufigkeit bestimmter Foraminiferen und Ostrakoden widerspiegelt. Im Bereich der mittleren Tiefengraben-Subformation s. str. nimmt erst die Silt- und dann auch die Feinsandfraktion in den Mergeln zu und es ist 1,2 bis 1,5 m über dem Ammoniten-Horizont mit *P. cf. pacificum* eine bis 35 cm mächtige arenitische Bank eingelagert, die hauptsächlich aus aufgearbeiteten Kalkkörnern besteht. Im oberen Teil der Tiefengraben-Subformation s. str. sind den mehr oder minder sandigen Mergeln mikritische Kalkbänke eingelagert. Die Mikrofaunen nehmen allmählich an Diversität und Häufigkeit ab. Zuerst verschwinden die stärker an dysoxische Verhältnisse angepassten aragonitischen *Reinholdella* und dann auch die großwüchsigen Sandschaler (*Ammobaculites*). Nodosariide Foraminiferen können in einigen Proben häufiger und großwüchsiger sein.

Während der Ablagerung der Tiefengraben-Subformation s. str. muss die Geschwindigkeit der Sedimentation allmählich zurückgegangen sein und kam vermutlich im Übergang zur Breitenberg-Subformation zeitweise zum Stillstand. Die Bildung der Ammonitenbänke der Breitenberg-Subformation ist durch Wiederaufbereitung, Umlagerung und Kondensation charakterisiert.

Die wenigen Ammoniten-Biohorizonte der Tiefengraben-Subformation wurden in einer Schichtfolge von 7 bis 10 m abgelagert, während die Calliphyllum-Bank, die eine ähnliche Anzahl oder noch mehr Ammoniten-Biohorizonte beinhaltet, nur eine einzige Kalkbank (10 bis 25 cm) umfasst oder möglicherweise sogar völlig fehlt, wenn *P. calliphyllum* erst im Enzesfelder Kalk auftritt. Die Planorbis-Subzone im Sinne von PAGE (2003) und PAGE et al. (2010), die zumindest einen Teil der Calliphyllum-Bank beinhaltet, ist in Großbritannien je nach Gebiet und Fazies 4 bis 4,5 m (St. Audrie's Bay/Doniford Bay), 9,5 m (Cheshire und Lerne, Nordirland) und 13 m (Wilkesley Borehole) mächtig (BLOOS & PAGE, 2000; SIMMS & JERAM, 2007; WARRINGTON et al., 1994).

Nach SCHALTEGGER et al. (2008) besitzt das gesamte Hettangium ein radiometrisches Alter von ca. 2 Millionen Jahren. Teilt man diese Stufe in 3 Zonen und das Untere Hettangium in 3 Zonen (Johnstoni-, Planorbis- und Tilmanni-Zone) sowie die Tilmanni- und Planorbis-Zone in 8 bis 9 Ammoniten-Biohorizonte (PAGE, 2003; HILLEBRANT & KRISTYN, 2009), so besitzt jeder Biohorizont dieser

beiden Zonen eine ungefähre Zeitlänge von ca. 50.000 bis 60.000 Jahren. Die Tilmanni-Zone könnte dann mit 3 bis 4 Biohorizonten einen Zeitabschnitt von 150.000 bis 240.000 Jahren vertreten und die Planorbis-Zone mit 4 bis 5 Biohorizonten 200.000 bis 300.000 Jahre. Die Zeitlänge der Horizonte im Mittleren und Oberen Hettangium würde bei jeweils 7 Biohorizonten 95.000 Jahre betragen, also deutlich mehr als im Unteren Hettangium.

RUHL et al. (2010) kamen zu dem Ergebnis, dass die Planorbis-Zone in St. Audrie's Bay eine Dauer von ~250.000 Jahren hatte, also ähnlich wie oben angegeben, während die Liasicus-Zone (Mittleres Hettangium) ~750.000 Jahre und die Angulata-Zone (Oberes Hettangium) ~800.000 Jahre gedauert haben sollen. Die kürzere Dauer der Planorbis-Zone wurde nach der Meinung dieser Autoren kritisch beeinflusst durch eine erhöhte Erneuerungs/Mutationsrate bei den frühesten jurassischen Ammoniten, verursacht durch umweltbedingten Stress während der erhöhten vulkanischen Aktivität im Zusammenhang mit dem CAMP-Vulkanismus. Für den Zeitabschnitt zwischen dem ersten Auftreten von *P. planorbis* und dem von *P. spelae* wird angenommen, dass dieser nur im Bereich von 10.000er Jahren lag, demnach noch wesentlich kürzer war als die Zeitdauer der Planorbis-Zone.

Es wird also eine sehr unterschiedliche Zeitdauer für die Planorbis-Zone und die der Tilmanni-Zone postuliert. Hiergegen spricht jedoch die große Mächtigkeit der Tilmanni-Zone nicht nur in der Karwendelmulde sondern auch in Nord- und Südamerika (GUEX, 1997; HILLEBRANDT, 2000; SCHALTEGGER et al., 2008). Außerdem kann in Peru der *tilmanni*-Horizont in einer ähnlichen, zyklisch gebankten Fazies wie in England ausgebildet sein und in Nevada der *pacificum*-Horizont. Sowohl *P. tilmanni* als auch *P. pacificum* treten dort in einer bis zu mehrere Meter mächtigen Schichtfolge in mehreren Kalkbänken auf.

Dank

Wir danken ganz besonders Herrn Prof. Dr. L. Krystyn (Wien) für wiederholte Diskussionen, die unsere Arbeit sehr gefördert haben. Herrn Prof. Dr. M. Urlichs (Stuttgart) verdanken wir die Bestimmung der Ostrakoden, ohne die viele wertvolle Aussagen nicht möglich gewesen wären. Herr Dr. G. Bloos (Stuttgart) gab uns mehrfach Ratschläge zur Bestimmung und Auswertung der Ammoniten. Danken möchten wir auch den Herren B. Kleeberg und J. Nissen für die Aufnahmen von Mega- und Mikrofossilien sowie Frau H. Glowa und Frau B. Dunker für die Anfertigung von Zeichnungen (TU Berlin). Herr Prof. Stephen Hesselbo (Oxford) korrigierte freundlicherweise die englische Zusammenfassung.

Literatur

- BLIND, W. (1963): Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. – *Palaeontographica (A)*, 121, 37–131.
- BLOOS, G. (2004): Psiloceratids of the earliest Jurassic in the North-West European and Mediterranean Provinces – Remarks and new observations. – *Stuttgarter Beitr. Naturk., B*, 347, 1–15.
- BLOOS, G. & PAGE, K.N. (2000): The Basal Jurassic Ammonite Succession in the North-West European Province – Review and New Results. – *GeoResearch Forum*, 6 (2000), 27–40.
- BONIS, N., KUERSCHNER, W.M. & KRISTYN, L. (2009): A detailed palynological study of the Triassic-Jurassic transition in key sections of the Eiberg Basin (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 156 (2009), 376–400.
- DOBEN, K. & FISCHER, R. (1982): Der Jura der Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. Exkursionsführer (unveröff.). – DUGW – Stratigraphische Kommission, Subkommission für Jura-Stratigraphie. Jahrestagung in München und Hinterriß vom 15.–18. 9. 1982, 41 S., München.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, 9, 143 S.
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area Austria. – Unveröff. Diss. Geol. Dept. Univ. Princeton, 193 S., Princeton.

- GOLEBIEWSKI, R. (1990): Facial and faunistic changes from Triassic to Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Les Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Série Sciences*, 3, 175–184.
- GUÉX, J., RAKUS, M., TAYLOR, D. & BUCHER, H. (1998): Deux nouveaux genres et quatre nouvelles espèces d'ammonites (Cephalopoda) du Lias inférieur. – *Bull. Géol. Lausanne*, 339, 73–85.
- HILLEBRANDT, A. v. (2000): Die Ammonitenfauna des südamerikanischen Hettangium (basaler Jura), Teil I. – *Palaeontographica (A)*, 257, 85–189.
- HILLEBRANDT A. v. (2010): Aragonitic Foraminifera (Robertinina) from the Triassic-Jurassic Boundary Interval of the Northern Calcareous Alps. – *Earth Science Frontiers*, 17, 70–72.
- HILLEBRANDT, A. v., KRYSZYN, L. & KUERSCHNER, W.M. (2007): A candidate GSSP for the base of the Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Kuhjoch section, Karwendel Mountains, Tyrol, Austria). – *ISJS Newsletter*, 34 (1), 2–20.
- HILLEBRANDT, A. v. & KRYSZYN, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites from Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – *N. Jb. Geol. Paläont.*, 253/2-3, 163–195, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. v. & URLICHS, M. (2008): Foraminifera and Ostracoda from the Northern Calcareous Alps and the end-Triassic biotic crisis. – *Ber. Geol. B.-A.*, 76, 30–38.
- KMENT, K. (2000): Frühe liassische Ammoniten aus der Gegend um Hinterriß im Karwendelgebirge (Tirol) und aus dem Mangfallgebirge bei Rottach-Egern (Bayern). – *Jb. Geol. B.-A.*, 142, 181–218.
- KMENT, K. (2004): Von Bad Tölz zur Isarquelle. – *Wanderungen in die Erdgeschichte*, 16, 152 S., München (Verlag F. Pfeil).
- LANGE, W. (1952): Der untere Lias am Fonsjoch (östliches Karwendelgebirge) und seine Ammonitenfauna. – *Palaeontographica (A)*, 102, 49–162.
- NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – *Abh. kais.-königl. Geol. Reichsanst.*, 7 (5), 1–46.
- PAGE, K.N. (2003): The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. – *Geol. Surv. Denmark and Greenland Bulletin*, 1, 23–59.
- PAGE, K.N., CLÉMENCE, M.E. & BLOOS, G. (2010): The Tilmanni Chronozone in NW Europe: Re-correlating the Base of the Jurassic system. – *Earth Science Frontiers*, 17, 8–9, Beijing.
- RUHL, M., DEENEN, M.H.L., ABELS, H.A., BONIS, N.R., KRIJGSMAN, W. & KÜRSCHNER, W.M. (2010): Astronomical constraints on the duration of the early Jurassic Hettangian stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction (St. Audrie's Bay / East Quantoxhead, UK). *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 262–276.
- SCHALTEGGER, U., GUÉX, J., BARTOLINI, A., SCHOENE, B. & OVTCHAROVA, M. (2008): Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. – *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 266–275.
- SCHÜTZ, S. (1974): Die Geologie der Karwendel-Mulde zwischen Dürrach und Baumgartenjoch (Nordtirol). – *Unveröff. Dipl.-Arb., Inst. Geol. und Paläont. der Techn. Univ. Berlin*, 160 S., Berlin.
- SIMMS, M.J. & JERAM, A.J. (2007): Waterloo Bay, Larne, Northern Ireland: a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Hettangian Stage and Jurassic System. – *ISJS Newsletter*, 34 (1), 50–68.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums (Stratigraphie, Fauna und Fazies) der Nördlichen Kalkalpen. – 2, XVI-580, Wien (Deuticke Verlag).
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mitlenwald und Achensee. – *Geologica Bavarica*, 41, 99–151.
- WAGREICH, M., BÖHM, F. & LOBITZER, H. (1996): Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und Oberösterreich (Jura, Kreide). – *Ber. Geol. B.-A., Exkursionsführer*, 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B1, 8–56, Wien
- WÄHNER, F. (1882–1898): Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias der nordöstlichen Alpen. – *Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients*, 2–11, 291 S.
- WARRINGTON, G., COPE, J.C.W. & IVEMEY-COOK, H.C. (1994): St Audrie's Bay, Somerset, England: a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Jurassic. – *Geol. Mag.*, 131 (2), 191–200.

Neue Radiolarienfaunen aus der Ruhpolding-Formation im Liegenden der Rofan-Brekzie des Rofan-/Sonnwendgebirges: Implikationen zur Deckenneugliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen

H.-J. GAWLICK, H. SUZUKI und S. MISSONI

Das Sonnwendgebirge in Tirol, mit seiner geographischen Hauptverbreitung auf Blatt ÖK 119 Schwaz, ist seit GÜMBEL (1861) Gegenstand intensiver Untersuchungen und kontroverser Diskussionen in Bezug auf die Jura-Geschichte der Nördlichen Kalkalpen. Während die Rofan-Brekzie selbst – da sie das eindrucksvollste Schichtglied im Bereich des Rofan-/Sonnwendgebirges darstellt – seit GÜMBEL (1861) wiederholt und bis in die Gegenwart Gegenstand der Untersuchungen ist (vgl. Zusammenstellung der wichtigsten unterschiedlichen Namen der Rofan-Brekzie in GAWLICK et al., 2009), blieb ihre stratigraphische Stellung bis in die jüngste Gegenwart Gegenstand gegensätzlicher Auffassungen und unterschiedlicher Meinungen. Das war vor allem in dem oft weitgehenden Mangel an biostratigraphischen Datierungen begründet und in der Unsicherheit der exakten stratigraphischen Einstufung so manchen Faunen- und Floreninhaltes, vor allem aus den überlagernden Seichtwasserkarbonat-Schuttkalken, die in hemipelagischen Beckensequenzen eingelagert auftreten und einen Fining-upward-Zyklus darstellen (Ammergau-Formation + Seekarspitzkalk; vgl. GAWLICK et al., 2009).

Die unterlagernden kieseligen Sedimente, d. h. vor allem die Ruhpoldinger Radiolarite im weiteren Sinn (karbonatreiche radiolarienführende Wacke- bis Packstones), blieben bis heute weitgehend undatiert, abgesehen von einer ersten Bearbeitung der Radiolarienfaunen durch HEITZER (1930). Das Problem dieser Radiolarienfaunen – bearbeitet von HEITZER (1930) – zur biostratigraphischen Verwertung liegt nun darin begründet, dass HEITZER ihre Radiolarien nicht aus den anstehenden Radiolariten gewann, sondern dass die Radiolarien aus Residualsedimenten mit gut erhaltenen Radiolarienfaunen stammten. Das erschwert bzw. macht heute eine exakte Zuordnung der Radiolarienfaunen zur auftretenden Schichtfolge unmöglich – d. h. man kann nicht rekonstruieren, aus welcher Radiolaritbank bzw. Radiolaritsequenz diese Radiolarien herausgewittert sind (wahrscheinlicher sogar: es handelt sich um zusammengeschwemmte Mischfaunen). Zudem war zu der damaligen Zeit, ja sogar bis weit in die 80er Jahre des 20. Jahrhunderts eine gesicherte und verlässliche biostratigraphische Einstufung von Jura-Radiolarienfaunen nicht möglich. Erst seit Mitte der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts war durch die von BAUMGARTNER et al. (1995) vorgelegte U.-A.-Zonierung erstmalig eine weitgehend verlässliche biostratigraphische Einstufung möglich geworden. In weiterer Folge wurden dann auch zahlreiche Elemente der Radiolarienfaunen von HEITZER (1930) modern revidiert (SUZUKI & GAWLICK, 2003a) und biostratigraphisch eingestuft. Reichweiten-Revisionen etlicher Radiolarienarten machten es notwendig, die Radiolarien-Zonierung zu modifizieren: deshalb erstellten SUZUKI & GAWLICK (2003b) eine erste Radiolarienzonierung für den Jura der Nördlichen Kalkalpen, die in weiterer Folge ständig verfeinert und verbessert wurde. Die jüngste Fassung dieser heute als verlässlich und auch international anerkannten Radiolarienzonierung ist ausführlich in GAWLICK et al. (2009) dargestellt. Diese Radiolarienzonierung ermöglicht auch erstmalig eine biostratigraphische Auflösung in der Genauigkeit, wie sie für die Lösung des Rofan-Brekzien-Problems notwendig ist. Das Hauptproblem ergab sich bis in jüngste Zeit durch die vorliegende Ammonitendatierung von WENDT (1969), der einen Rotkalk auf höheres Oxfordium datieren konnte und somit die überlagernden kieseligen Sedimente (Rotkalk mit Kieselknollen und -lagen) als den Ruhpoldinger Radiolarit ansah. Das stand im Gegensatz zu den von HEITZER (1930) datierten Radiolarienfaunen, deren Faunenvergesellschaftung bestenfalls ein Unter- bis Mittel-Oxfordium-Alter als biostratigraphische Einstufung erlaubten. Die Lösung dieses Problems liegt darin, dass die kieseligen Kalke im Hangenden der ammonitendatierten Rotkalken mikrofaziell nicht der Ruhpolding-Formation entsprechen, sondern nur die im Liegenden auftretenden radiolarienführenden Wacke- und Packstones. Nur diese entsprechen der Definition der Ruhpolding-Formation; und nur in deren Hangenden treten die verschiedenen Olistostrome und Gleitblöcke der Rofan-Brekzie auf, deren Komponentenmaterial ausschließlich aus dem Hauptdolomit-Faziesraum herzuleiten ist (z. B. Plattenkalk, Kössener Schichten-Komponenten, Oberrhätkalk, Adnetter Rotkalk des höheren Lias und Kendlbach/Scheibelberg-

Graukalke). Eine detaillierte Komponentenbestandsuntersuchung der unterschiedlichen auftretenden Komponenten in den Mass-Flow-Ablagerungen bzw. der Großschollen im Rofan-/Sonnwendgebirge und eine genaue Zugehörigkeit dieser zu den einzelnen Trias- bzw. Jura-Formationen ist zur Zeit im Gange, dürfte sich aber nicht wesentlich von der Komponentenzusammensetzung der sogenannten Brekzienvorkommen im Lunzer Raum (Obersee-Brekzie) unterscheiden (Details in GAWLICK et al., 2009).

Aus diesem Grunde der bisher vorliegenden, aber unzulänglich zuordenbaren Radiolarienfaunen wurden die die Rofan-Brekzie unterlagernden Radiolarite in Bezug auf ihre Radiolarienfaunen untersucht. Praktisch alle untersuchten Radiolarite im Bereich des Rofan-/Sonnwendgebirges enthalten gut bis sehr gut und häufig erhaltene und oft auch sehr artenreiche Radiolarienfaunen, deren Gesamtdarstellung und bildliche Dokumentation hier den Rahmen der Darstellungsmöglichkeiten sprengen würde und an anderer Stelle erfolgen wird.

Neue Daten: Radiolarien-Biostratigraphie

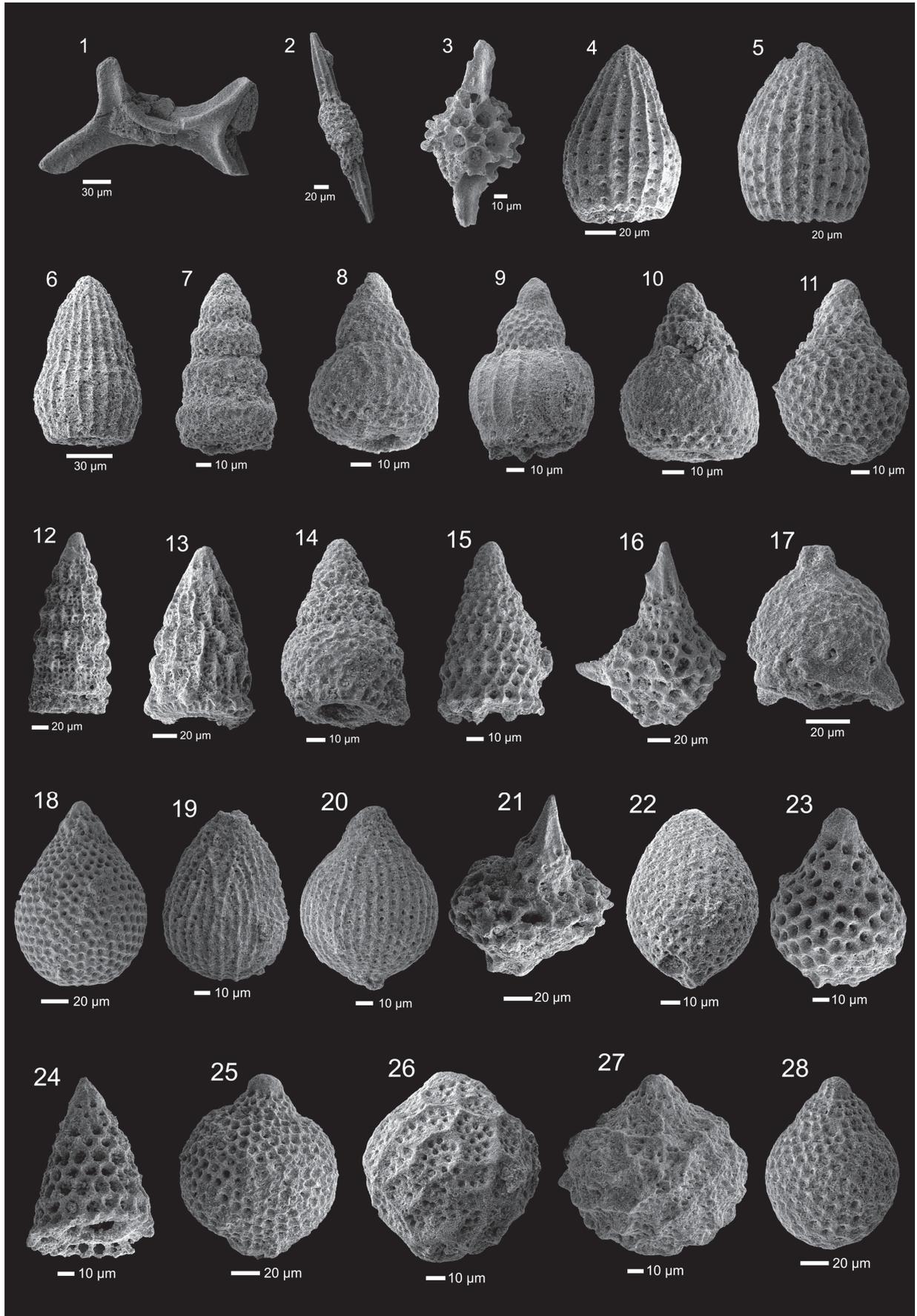
Das Ergebnis der Untersuchungen an einem kondensierten Radiolaritprofil im Liegenden der Rofan-Brekzie lässt auf eine durchgehende Radiolaritsedimentation schließen, die nachgewiesenermaßen mindestens im höheren Callovium einsetzt (*Williriedellum-carpathicum*-Subzone der *Zhamoidellum-ovum*-Zone) und die in ihrem höchsten Abschnitt direkt im Liegenden der ersten Brekzienkörper nicht jünger als die *Williriedellum-dierschei*-Subzone der *Zhamoidellum-ovum*-Zone ist (Mittel-Oxfordium). Im Liegenden des Profiles konnten folgende Radiolarienfaunen nachgewiesen werden:

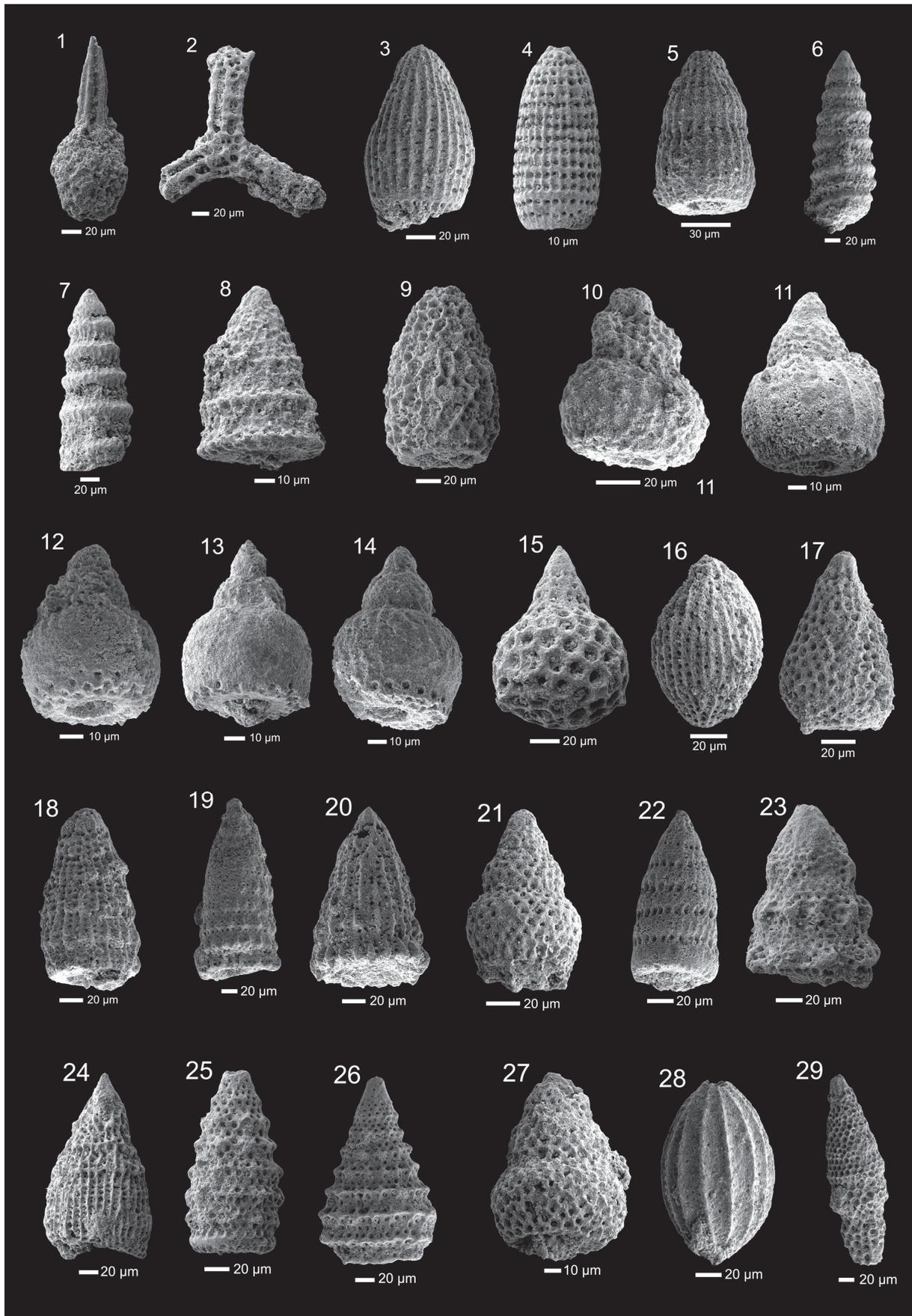
Probe RF 3c: *Acanthocircus cf. suboblongus* (YAO 1972), *Archaeospongoprunum cf. elegans* WU 1993, *Archaeospongoprunum sp.*, *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), *Archaeodictyomitra patricki* KOCHER 1981, *Archaeodictyomitra mitra* DUMITRICA 1997, *Archaeodictyomitra sixi* YANG 1993, *Archaeodictyomitra spp.*, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982, *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979), *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Lithocampium sp. A*, *Parvicingula spinata* (VINASSA 1899), *Podobursa ? sp.*, *Saitoum levium* DE WEVER 1981, *Stichocapsa convexa* YAO 1979, *Stichocapsa naradaniensis* MATSUOKA 1984, *Syringocapsa sp.*, *Striatojaponocapsa synconexa* O'DOGHERTY et al. 2006, *Tricolocapsa cf. riri* (O'DOGHERTY et al. 2005), *Tricolocapsa sp. C sensu AUER et al. 2007*, *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993, *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970.



Abb. 1: Radiolarien der Probe RF 3c: **1.** *Acanthocircus cf. suboblongus* (YAO 1972), **2.** *Archaeospongoprunum cf. elegans* WU 1993, **3.** *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), **4.** *Archaeodictyomitra patricki* KOCHER 1981, **5.** *Archaeodictyomitra mitra* DUMITRICA 1997, **6.** *Archaeodictyomitra sixi* YANG 1993, **7.** *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982, **8.** *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, **9.** *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), **10.** *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979), **11.** *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, **12.** *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), **13.** *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, **14.** *Lithocampium sp. A*, **15.** *Parvicingula spinata* (VINASSA 1899), **16.** *Podobursa ? sp.*, **17.** *Saitoum levium* DE WEVER 1981, **18.** *Stichocapsa convexa* YAO 1979, **19.** *Stichocapsa naradaniensis* MATSUOKA 1984, **20.** *Striatojaponocapsa synconexa* O'DOGHERTY et al. 2006, **21.** *Syringocapsa sp.*, **22.** *Tricolocapsa cf. riri* (O'DOGHERTY et al. 2005), **23.** *Tricolocapsa sp. C sensu AUER et al. 2007*, **24.** *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), **25.** *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, **26.** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, **27.** *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993, **28.** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970.

Erläuterungen zur biostratigraphischen Stellung dieser Radiolarienfauna im Text.





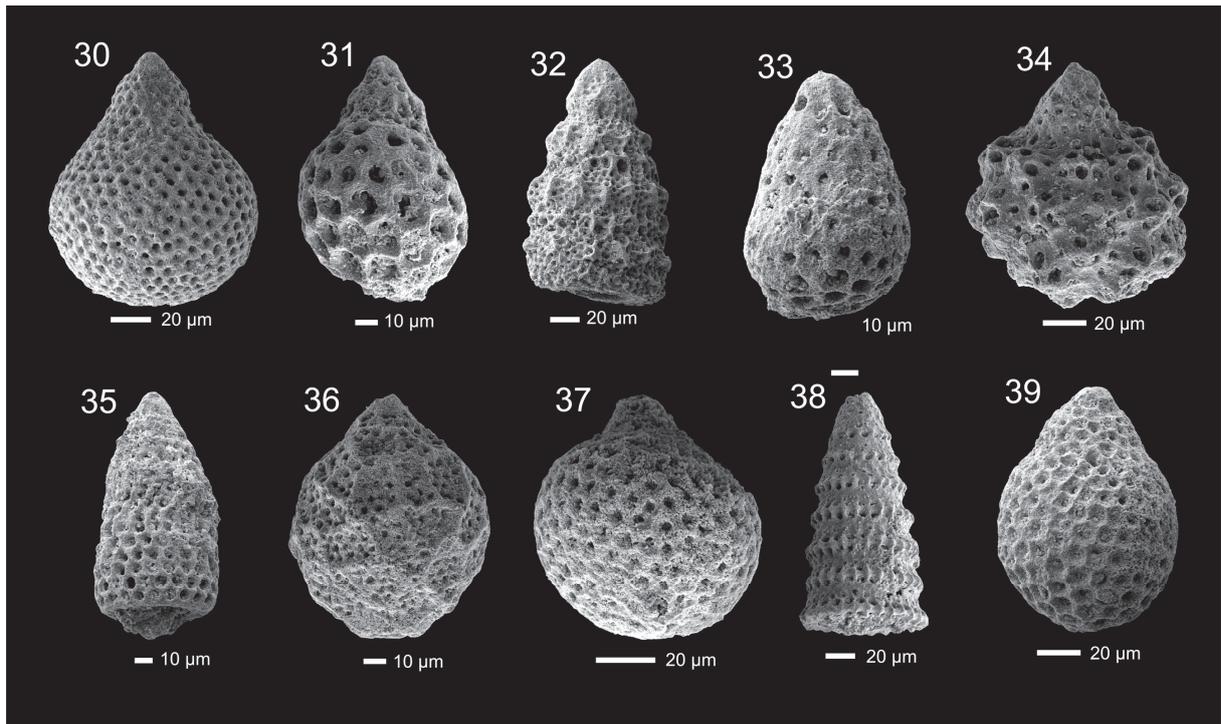
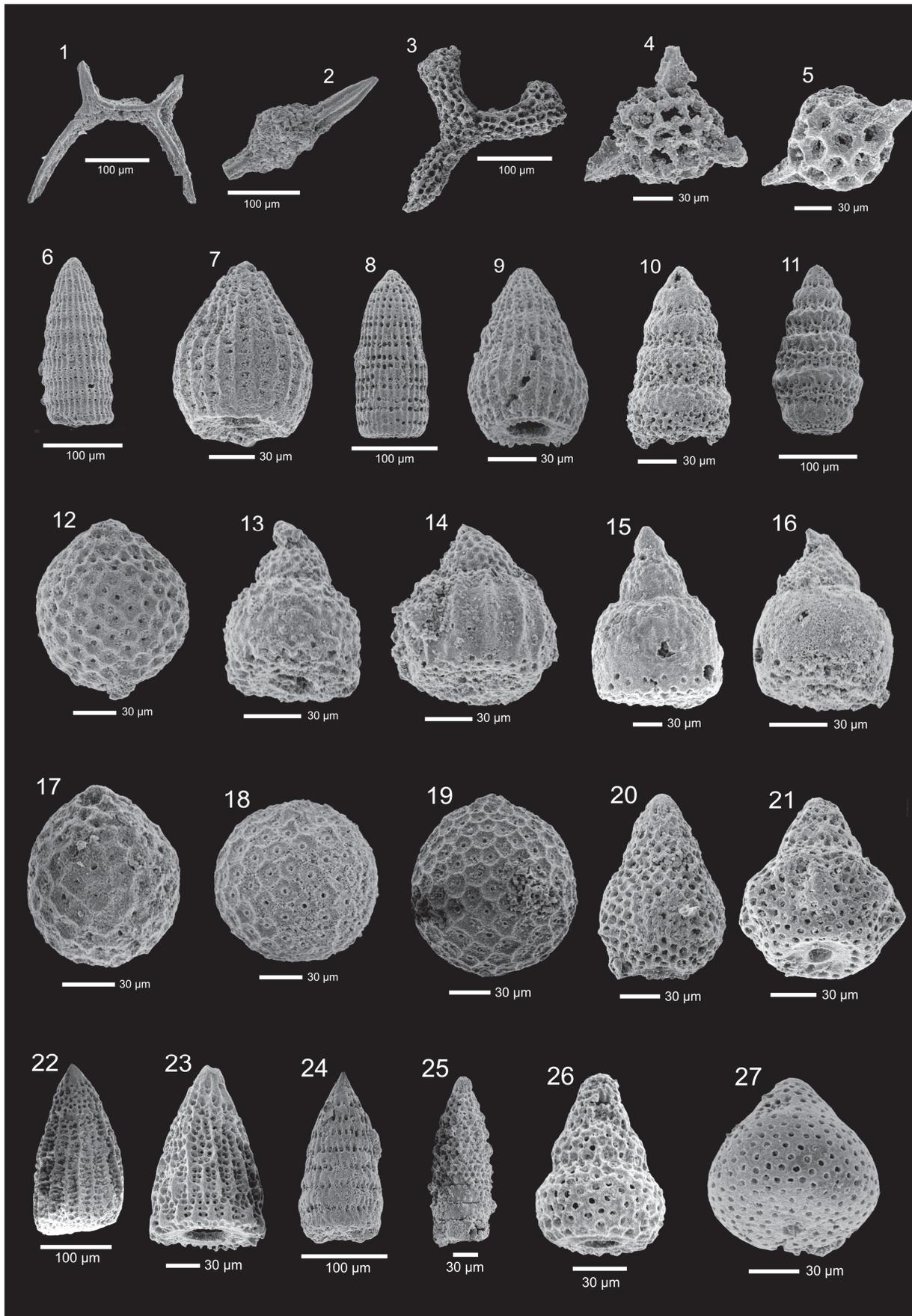


Abb. 2a/b: Radiolarien der Probe RF 3f: **1.** *Archaeospongoprunum* sp., **2.** *Tritrabs* cf. *casmaiaensis* (PES-SAGNO 1977), **3.** *Archaeodictyomitra patricki* KOCHER 1981, **4.** *Archaeodictyomitra rigida* PES-SAGNO 1977, **5.** *Archaeodictyomitra sixi* YANG 1993, **6.** *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982, **7.** *Cinguloturris* cf. *cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993, **8.** *Dictyomitrella* cf. *kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, **9.** *Droltus* sp., **10.** *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, **11.** *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), **12.** *Eucyrtidiellum* cf. *semifactum* NAGAI & MIZUTANI 1990, **13.** *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO 1979), **14.** *Eucyrtidiellum unumaense pustulatum* BAUMGARTNER 1984, **15.** *Fultacapsa* cf. *sphaerica* (OZVOLDOVA 1988), **16.** *Helvetocapsa* cf. *matsuokai* (SASHIDA 1999), **17.** *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, **18.** *Hsuum baloghi* GRILL & KOZUR 1986, **19.** *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), **20.** *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, **21.** *Lithocampium* sp. A, **22.** *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, **23.** *Neorelumbra skenderbegi* CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002, **24.** *Parahsuum* sp. S sensu MATSUOKA 1986, **25.** *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, **26.** *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981, **27.** *Parvifavus* sp., **28.** *Protunuma multicostatus* (HEITZER 1930), **29.** *Pseudoecyrtis* sp. J sensu BAUMGARTNER et al. 1995, **30.** *Stichocapsa convexa* YAO 1979, **31.** *Stichocapsa* sp. A sensu MATSUOKA & YAO 1985, **32.** *Stichomitra annibill* KOCHER 1981, **33.** *Tetracapsa* sp., **34.** *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930), **35.** *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), **36.** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, **37.** *Williriedellum marcucciae* CORTESE 1993, **38.** *Wrangellium* aff. *hsuei* (PESSAGNO 1977), **39.** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970.

Erläuterungen zur biostratigraphischen Stellung dieser Radiolarienfauna im Text.



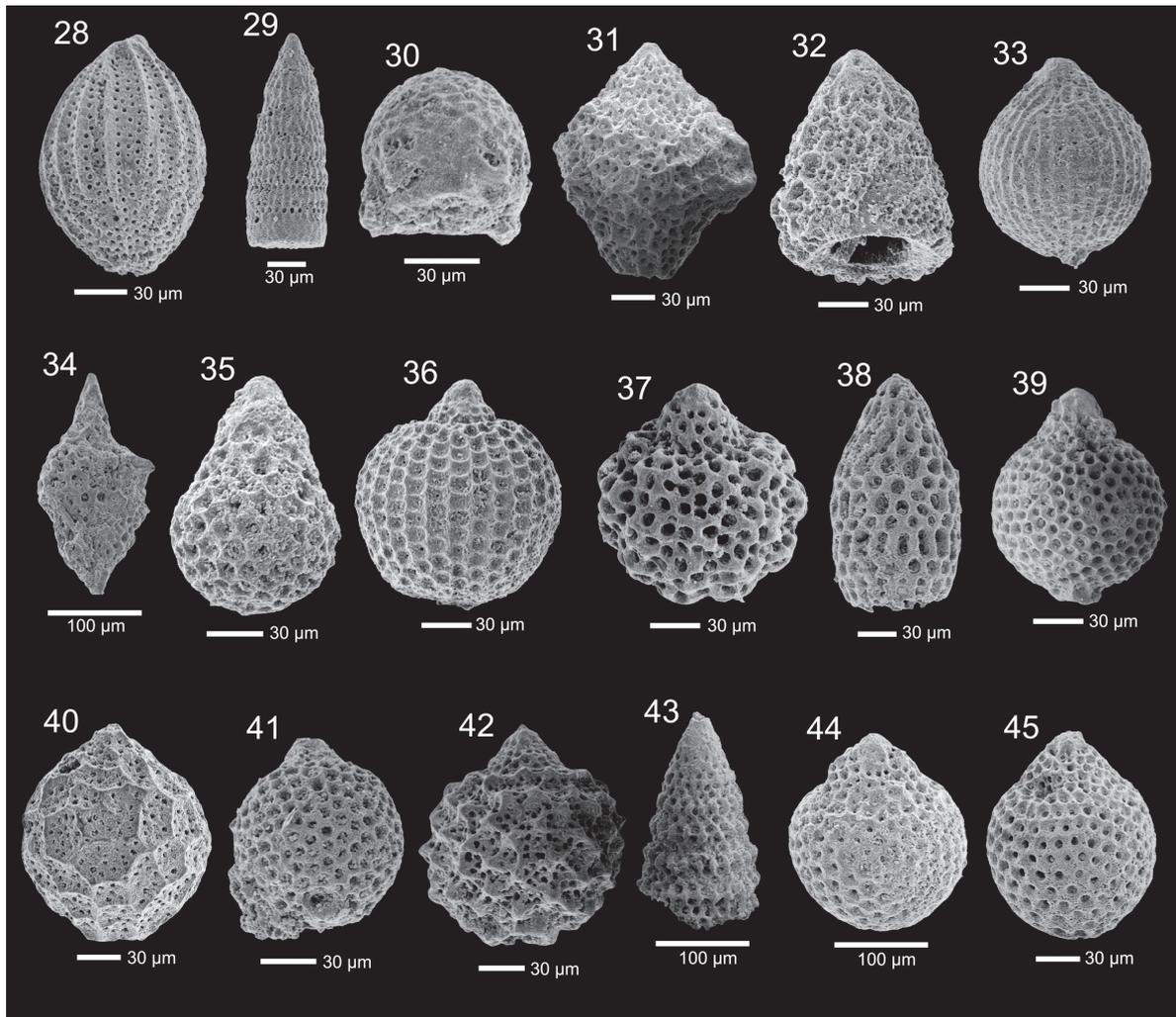


Abb. 3a/b: Radiolarien der Probe RF 10: **1.** *Acanthocircus* cf. *suboblongus* (YAO 1972), **2.** *Archaeospongoprimum* sp., **3.** *Deviatius* cf. *diamphidius* (FOREMAN 1973), **4.** *Gorgansium* sp., **5.** *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), **6.** *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), **7.** *Archaeodictyomitra patricki* KOCHER 1981, **8.** *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, **9.** *Archaeodictyomitra sixi* YANG 1993, **10.** *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982, **11.** *Cinguloturris primorika* KEMKIN & TAKETANI 2004, **12.** *Cryptamphorella* sp., **13.** *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, **14.** *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), **15.** *Eucyrtidiellum unumaense pustulatum* BAUMGARTNER 1984, **16.** *Eucyrtidiellum unumaense* ssp. (YAO 1979), **17.** *Gongylothorax* aff. *favosus* DUMITRICA 1970, **18.** *Gongylothorax favosus favosus* DUMITRICA 1970, **19.** *Gongylothorax favosus oviformis* SUZUKI & GAWLICK 2009, **20.** *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, **21.** *Hiscocapsa kodrai* (CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002), **22.** *Hsuum* aff. *cuestaense* PESSAGNO 1977, **23.** *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, **24.** *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, **25.** *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, **26.** *Parvifavus* sp. A, **27.** *Praezhamoidellum buekkense* KOZUR 1984, **28.** *Protunuma multicostatus* (HEITZER 1930), **29.** *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & Yao 1985, **30.** *Saitoum* sp., **31.** *Stichocapsa cicciana* CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002, **32.** *Stichomitra annibill* KOCHER 1981, **33.** *Striatojaponocapsa conexa* (MATSUOKA 1983), **34.** *Syringocapsa* sp., **35.** *Tetracapsa* sp. A sensu SUZUKI & GAWLICK 2003, **36.** *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983, **37.** *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930), **38.** *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), **39.** *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, **40.** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, **41.** *Williriedellum marcucciae* CORTESE 1993, **42.** *Williriedellum sujkowskii* WIDZ & DE WEVER 1993, **43.** *Wrangellium* cf. *hsuei* (PESSAGNO 1977), **44.** *Zhamoidellum kozuri* (HULL 1997), **45.** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970.

Erläuterungen zur biostratigraphischen Stellung dieser Radiolarienfauna im Text.

Im Hangenden, direkt im Liegenden der ersten polymikten Brekzienkörper konnte folgende Radiolarienvergesellschaftung festgestellt werden, die nicht jünger als die *Williriedellum-dierschei*-Subzone der *Zhamoidellum-ovum*-Zone (Unter- bis Mittel-Oxfordium) ist:

Probe RF 3f: *Archaeospongoprunum* sp., *Tritrabs* cf. *casmaliaensis* (PESSAGNO 1977), *Archaeodictyomitra patricki* KOCHER 1981, *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Archaeodictyomitra sixi* YANG 1993, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982, *Cinguloturris* cf. *cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993, *Dictyomitrella* cf. *kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Droltus* sp., *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), *Eucyrtidiellum* cf. *semifactum* NAGAI & MIZUTANI 1990, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO 1979), *Eucyrtidiellum unumaense pustulatum* BAUMGARTNER 1984, *Fultacapsa* cf. *sphaerica* (OZVOLDOVA 1988), *Helvetocapsa* cf. *matsuokai* (SASHIDA 1999), *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, *Hsuum baloghi* GRILL & KOZUR 1986, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Lithocampium* sp. A, *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, *Neorelumbra skenderbegi* CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002, *Parahsuum* sp. S sensu MATSUOKA 1986, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981, *Parvifavus* sp., *Protunuma multicostatus* (HEITZER 1930), *Pseudoeucyrtis* sp. J sensu BAUMGARTNER et al. 1995, *Stichocapsa convexa* YAO 1979, *Stichocapsa* sp. A sensu MATSUOKA & YAO 1985, *Stichomitra annibill* KOCHER 1981, *Striatojaponocapsa* sp., *Tetracapsa* sp., *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930), *Tricolocapsa* sp. C sensu AUER et al. 2007, *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum marcucciae* Cortese 1993, *Wrangellium* aff. *hsuei* (PESSAGNO 1977), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970.

Probe RF 10: *Acanthocircus* cf. *suboblongus* (YAO 1972), *Archaeospongoprunum* sp., *Deviatus* cf. *diamphidius* (FOREMAN 1973), *Gorgansium* sp., *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Archaeodictyomitra patricki* KOCHER 1981, *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Archaeodictyomitra sixi* YANG 1993, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982, *Cinguloturris primorika* KEMKIN & TAKETANI 2004, *Cryptamphorella* sp., *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), *Eucyrtidiellum unumaense pustulatum* BAUMGARTNER 1984, *Eucyrtidiellum unumaense* ssp. (YAO 1979), *Gongylothorax favosus favosus* DUMITRICA 1970, *Gongylothorax favosus oviformis* SUZUKI & GAWLICK 2009, *Gongylothorax* aff. *favosus* DUMITRICA 1970, *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, *Hiscocapsa kodrai* (CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002), *Hiscocapsa magnipora* (CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002), *Hsuum* aff. *cuestaense* PESSAGNO 1977, *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, *Parvifavus* sp. A, *Protunuma multicostatus* (HEITZER 1930), *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Saitoum* sp., *Praezhamoidellum buekkense* KOZUR 1984, *Stichocapsa ciccione* CHIARI, MARCUCCI & PRELA 2002, *Stichomitra annibill* KOCHER 1981, *Striatojaponocapsa conexa* (MATSUOKA 1983), *Striatojaponocapsa* sp., *Syringocapsa* sp., *Tetracapsa* sp. A sensu SUZUKI & GAWLICK 2003, *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930), *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983, *Tricolocapsa* spp., *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), *Tetracapsa* sp. A sensu SUZUKI & GAWLICK 2003, *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum sujkwskii* WIDZ & DE WEVER 1993, *Williriedellum marcucciae* CORTESE 1993, *Wrangellium* cf. *hsuei* (PESSAGNO 1977), *Wrangellium* spp., *Zhamoidellum kozuri* (HULL 1997), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970.

Auf Grund dieses Ergebnisses ist festzuhalten, dass die Rofan-Brekzie deutlich jünger als die in ihrem Komponentenbestand ähnliche, aber in Nuancen doch etwas unterschiedliche Brekzienabfolge der Tauglboden-Formation ist. Während im Bereich des Tauglboden-Beckens das Alter der Brekzienschüttungen Unter- und Mittel-Oxfordium ist, ist im Gegensatz dazu der Ablagerungsbereich im Bereich des Rofan-/Sonnenwendgebirges durch ruhige Radiolarit-Sedimentation gekennzeichnet. Erst im höheren Mittel- bzw. Ober-Oxfordium setzen hier im Bereich des sich neu entwickelnden Rofan-Beckens Brekzienschüttungen ein. Von weiterer Bedeutung ist, dass diese Brekzienschüttungen auf den engen Zeitbereich vom höheren Oxfordium bis tiefsten Kimmeridgium beschränkt sind, da der diese polymikten Brekzienkörper überlagernde Seekarspitzkalk, der eine sich im Süden neu entwickelnde Seichtwasserkarbonatentwicklung widerspiegelt, auf Unter-Kimmeridgium mit Hilfe von

Flachwasserorganismen datiert werden konnte. Dabei enthält der Seekarspitzkalk nur sehr wenige ältere Fremdklasten, identisch denen der Rofan-Brekzie.

Von weiterer Bedeutung ist weiterhin der Ammonitenfund von WENDT (1969), der die die Brekzien überlagernden kieseligen Rotkalken auf höheres Oxfordium datierte. Damit lässt sich das tektonische Ereignis, das zur Entstehung der Rofan-Brekzien geführt hat, bzw. die Entstehung des Rofan-Beckens selbst auf höheres Mittel- bzw. Ober-Oxfordium einengen. Damit stellt das Rofan-Becken eine jüngere, paläogeographisch weiter nördlich gelegene Beckenentwicklung als das Tauglboden-Becken dar. Die sich wahrscheinlich im mittleren Oxfordium entwickelnde Deckenfront schüttet ihr Material Richtung Norden in das neu entstehende Rofan-Becken. Der überlagernde Seekarspitzkalk zeigt einen zum Jüngeren hin gut entwickelten Fining-upward-Zyklus (Ammergau-Formation + Seekarspitzkalk). Die Flachwasserschüttungen enden im Tithonium, wahrscheinlich im höheren Tithonium, auf jeden Fall unterhalb der mikritischen Aptychenschichten (Ober-Tithonium bis Berriasium). Damit stellt die Entwicklung der Ammergau-Formation + Seekarspitzkalk eine faziell ähnlich entwickelte Abfolge dar wie die im Hangenden der Tauglboden-Formation auftretende Oberalm-Formation + Barmsteinkalke. Allerdings ist die Oberalm-Formation + Barmsteinkalke-Abfolge deutlich jünger und umfasst den Zeitraum Ober-Tithonium bis Berriasium und stellt ein jüngere lithofaziell ähnlich ausgebildete Abfolge dar.

Auf Grund dieses Beispiels kann deutlich gezeigt werden, dass lithofazielle Vergleiche ohne genaue stratigraphische Kontrolle der einzelnen Abfolgen zu Fehleinschätzungen der Abfolgen führen, die in weiterer Folge Auswirkungen auf die tektonische Stellung bzw. die geodynamische Entwicklung zeigen, wie es bisher bei der Rofan-Brekzie der Fall gewesen ist, da hier eine exakte biostratigraphische Kontrolle bisher fehlte.

Auf Grund dieser Ergebnisse ist das Sonnwendgebirge und seine nach Norden und Westen angrenzenden Äquivalente eine tirolische Deckeneinheit, für die wir hier den Namen Tiefst-Tirolikum in Anlehnung an die Nomenklatur von FRISCH & GAWLICK (2003) vorschlagen.

Deckengliederung

Das **Hoch-Tirolikum** stellt jenes im Mittel- bis Ober-Jura entstandene jurassische Deckensystem dar, das die Hallstatt-Mélange und dabei sehr verschiedene Beckenfüllungen, die z. B. exklusiv Material, das aus dem Hallstätter Salzberg-Faziesbereich (= Sandlingalm-Beckengruppe) herzuleiten ist, oder exklusiv nur Material aus dem Zlambach-Faziesbereich (= Lammer-Becken) enthalten. Dieses Deckensystem, das ausschließlich eine obertriassische Basis aus lagunärem Dachsteinkalk aufweist, ist in Wirklichkeit eine Abfolge eines Deckenstapels mit einer sehr komplizierten Stapelungsgeschichte – und das bereits im Ober-Jura –, auf die hier aber im Detail nicht eingegangen werden soll und kann (für Details: MISSONI & GAWLICK, 2011). Von Bedeutung ist darüber hinaus, dass sich bereits im höheren Oxfordium auf der nördlichen Deckenstirn eine Seichtwasserkarbonatentwicklung zu etablieren beginnt, die Plassen-Karbonatplattform *sensu stricto*. Diese progradiert im Kimmeridgium Richtung Süden über die Hallstatt-Mélange. Auch im Süden entwickelt sich eine Seichtwasserkarbonatplattform, allerdings erst im Kimmeridgium. Diese Plattform-Entwicklung stellt die Lärchberg-Karbonatplattform dar. Diese Plattform progradiert im Kimmeridgium Richtung Norden in Richtung Hallstatt-Mélange. Von Bedeutung ist in weiterer Folge die tektonische Umstellung im Tithonium mit generell extensionaler Tendenz (vgl. MISSONI & GAWLICK, 2011), während der sich ein zweiter Riffgürtel im Bereich der Plassen-Karbonatplattform Richtung Norden, d. h. Richtung Tief-Tirolikum (= Tauglboden-Becken) herausbildet. Diese neue Plattform schüttet ihr Material dann vom höheren Tithonium an nach Norden in das Tauglboden-Becken (Oberalm-Formation + Barmsteinkalk), während darüber hinaus die ehemalige hochtirolische Deckenstirn an Abschiebungen zerbricht. Im Zeitraum höheres Oxfordium bis Unter-Tithonium dagegen ist das Tauglboden-Becken Richtung Süden abgeschirmt, und zwar durch die aufgetauchte Deckenstirn des Hoch-Tirolikums (= Trattberg-Schwelle).

Das **Tief-Tirolikum** stellt jene im Ober-Jura (Unter- bis Mittel-Oxfordium) entstandene Decke dar, die das Tauglboden-Becken (= Tauglboden-Mélange) trägt. Hier ist der Komponentenbestand exklusiv aus dem lagunären Dachsteinkalk-Faziesraum der Ober-Trias-Paläogeographie herzuleiten. Die Basis besteht meistens aus Hauptdolomit, im Süden des Beckens allerdings aus lagunärem Dachsteinkalk. Hier zeigt sich klar, dass die jurassischen Deckenfronten die Trias-Paläogeographie bzw. deren ursprüngliche Anordnung der Faziesräume quer schneiden. Das bedeutet auch gleichzeitig, dass anhand der Trias-Schichtfolge keine tektonische Zuordnung zu einem einzelnen Deckensystem getroffen werden kann. Nur die Jura- und dabei speziell die höhere Mittel-Jura- und Ober-Jura-Schichtfolge lässt sichere Schlussfolgerungen auf die Zugehörigkeit zu dem einen oder anderen Deckensystem zu. Mit Hilfe der Trias-Abfolge lässt sich bestenfalls eine großzügige, aber sehr unexakte, Zugehörigkeit zu dem einen oder anderen Deckensystem vornehmen. Im Norden des Tauglboden-Beckens entwickelt sich wiederum eine Seichtwasserkarbonatplattform, und zwar vom Kimmeridgium an. Diese schüttet Material Richtung Süden in das Tauglboden-Becken und darüber hinaus große Mengen an Seichtwasserschutt Richtung Norden in das sich vom ?höheren Mittel- bzw. Ober-Oxfordium an neu entwickelnde Rofan-Becken. Diese, Wolfgangsee-Karbonatplattform genannte, Karbonatplattform unterliegt im höheren Tithonium einem drowning, d. h. in dieser Zeit enden die Seichtwasserkarbonatschüttungen in das sich nördlich anschließende Rofan-Becken.

Das **Tiefst-Tirolikum** stellt jene im Ober-Jura (?höheres Mittel bis Ober-Oxfordium) entstandene Decke dar, die das Rofan-Becken trägt (= Rofan-Mélange). Hier ist der Komponentenbestand exklusiv aus dem Hauptdolomit-Faziesraum der obertriassischen Hauptdolomit/Dachsteinkalk-Karbonatplattform herzuleiten. Die Trias-Basis besteht aus Hauptdolomit. Dieses Becken bezieht sein Komponentenmaterial von der sich im ?höheren Mittel- bis Ober-Oxfordium neu entstehenden Deckenfront, die Brunnwinkl-Schwelle genannt wird. Auf dieser Hochzone entwickelt sich mit der Wolfgangsee-Karbonatplattform eine Seichtwasserkarbonatentwicklung, die sowohl nach Süden als auch nach Norden ihr Material schüttet. Im Rofan-Becken ist diese Entwicklung durch die Ammergau-Formation + Seekarspitzkalk widerspiegelt. Da die Wolfgangsee-Karbonatplattform einem drowning im höheren Tithonium unterliegt, endet der Eintrag von Seichtwasserschutt im Rofan-Becken auch im höheren Tithonium. Diese Tatsache lässt nun in weiterer Folge eine Überprüfung der sich weiter im Norden vom Rofan-/Sonwendgebirge innerhalb der Ammergau-Formation auftretenden Seichtwasserkarbonatschüttungen, die bisher als Barmsteinkalklagen angesprochen werden, unumgänglich werden. Aller Voraussicht nach sollte es sich hierbei um Seekarspitzkalklagen handeln. Hier sind in weiterer Folge noch detaillierte feinstratigraphische Untersuchungen unumgänglich, um eine genaue Zuordnung zu der einen oder anderen Formation klarzustellen. Es ist dabei nicht zu vergessen, dass hier eine falsche Nomenklatur eine falsche tektonische Zuordnung zu dem einen oder anderen Deckensystem zur Folge hat. Im Moment wäre auf Grund der Nomenklatur diese Region dem Tief-Tirolikum zuzurechnen, was schon aus geometrischen Gründen nur mit äußerst komplizierten Erklärungsversuchen und tektonischen Hilfskonstruktionen zu bewerkstelligen wäre. Wir gehen davon aus, dass es sich bei dieser nördlich an das Rofan-/Sonwendgebirge anschließenden Region mit der sich hier im Norden anschließenden Beckensequenz um die distale Entwicklung der im Rofan-/Sonwendgebirge klargestellten Schichtfolge handelt und sie somit tektonisch dem Tiefst-Tirolikum zuzurechnen ist.

Unsere Ergebnisse und die sich daraus ergebenden tektonischen Implikationen machen in Zukunft eine Neuüberlegung über die tektonische Gliederung des östlichen Teiles der westlichen Nördlichen Kalkalpen unumgänglich, wie bereits im westlichen Teil der östlichen Nördlichen Kalkalpen geschehen, wo mit der Neu-Definition der Obersee-Brekzie als Rofan-Brekzie (GAWLICK et al., 2009) dieser Prozess der Neuüberlegung in Gang gesetzt wurde.

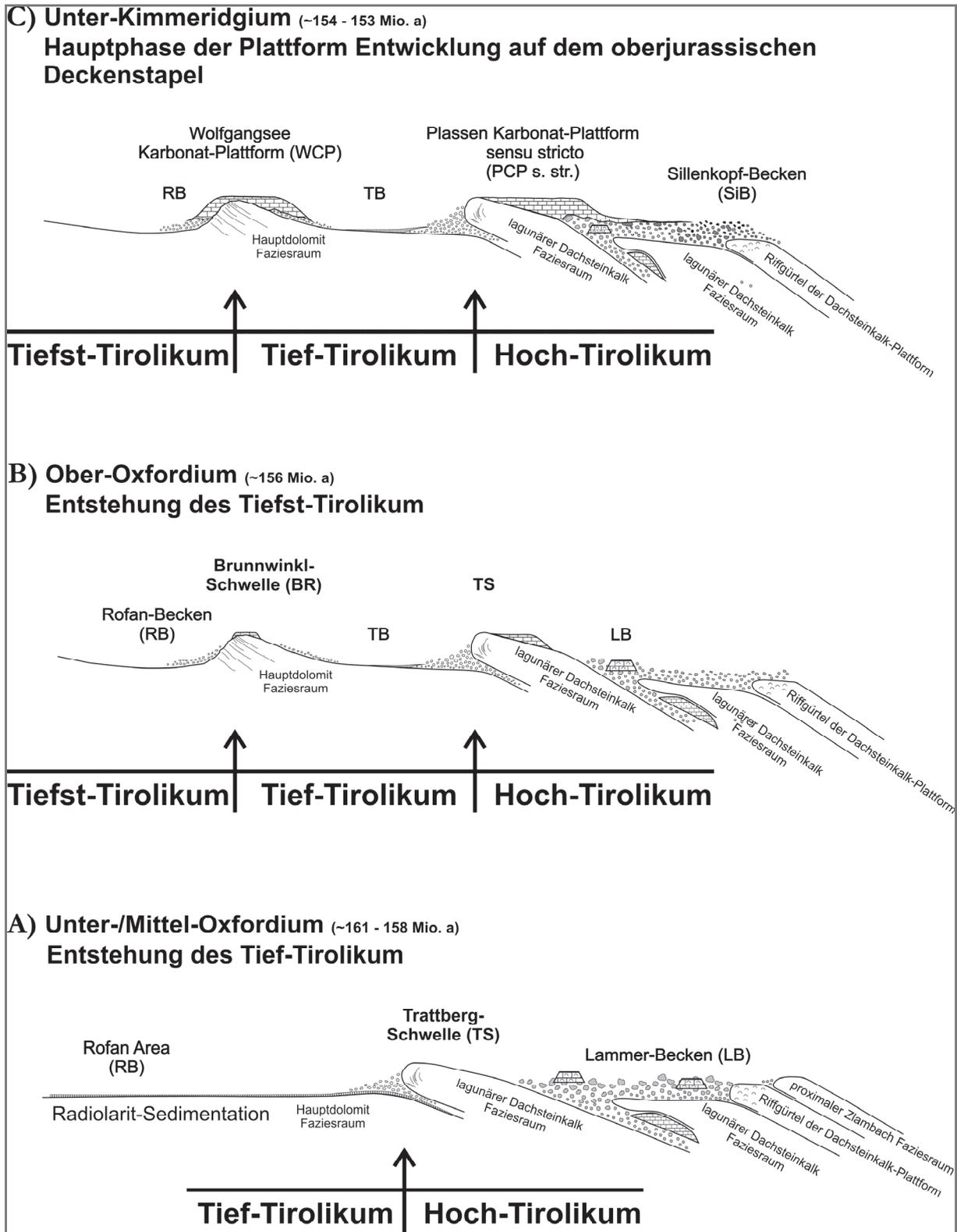


Abb. 4: Darstellung der tektonischen Entwicklung des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen für den Zeitraum Unter-Oxfordium bis Unter-Kimmeridgium (verändert auf der Basis von MISSONI & GAWLICK 2011). Detaillierte Erläuterung im Text. **A)** Im Unter-/Mittel-Oxfordium entsteht im Bereich des lagunären Dachsteinkalk-Faziesraumes die Trattberg-Schwelle und das nördlich davon gelegene Tauglboden-Becken, das den Schutt von der Deckenfront des Hoch-Tirolikums (Trattberg-Schwelle) aufnimmt. Zu dieser Zeit erfolgt eine Trennung in Hoch- und Tief-Tirolische Decke. Der sich weiter im Norden befindliche Sedimentationsraum des späteren Rofan-Beckens zeigt zu dieser Zeit noch ruhige und geringmächtige Radiolaritsedimentation. **B)** im ?höheren Mit-

tel-Oxfordium bzw. Ober-Oxfordium beginnt sich der nördlich des Tauglboden-Beckens gelegene Ablagerungsraum durch die fortschreitende Einengung weiter zu gliedern. Es bildet sich mit der Brunnwinkl-Schwelle eine neue Deckenstirn heraus, die ihr Material in das nördlich angrenzende Rofan-Becken schüttet (= Rofan-Brekzie). In dieser Zeit erfolgt die Trennung des Tief-Tirolikums und des Tiefst-Tirolikums. Im höchsten Oxfordium beginnt partiell sich die Seichtwasserentwicklung der Plassen-Karbonat-Plattform s. I. zu entwickeln. **C)** Das Unter-Kimmeridgium stellt die erste Hauptphase der Progradation der Plassen-Karbonat-Plattform s. I. dar. Sowohl auf der Brunnwinkl-Schwelle im Norden als auch auf der Trattberg-Schwelle weiter südlich etablieren sich Seichtwasserkarbonate. Während aber das Tauglboden-Becken von dieser Seichtwasserentwicklung im Süden (= Plassen-Karbonat-Plattform s. str.) durch einen Auftauchbereich abgeschirmt ist, schüttet die sich auf der Brunnwinkl-Schwelle etablierte Seichtwasserentwicklung Material sowohl in das südlich von ihr gelegene Tauglboden-Becken als auch in das nördlich von ihr gelegene Rofan-Becken. Während die sich Richtung Tauglboden-Becken entwickelnde Plattform durch flach nach Süden einfallende Hänge gekennzeichnet ist, ist der Übergang zum Rofan-Becken im Norden wahrscheinlich durch hohes Relief und starke Hangneigung gekennzeichnet, wie sich aus der Sedimentationsgeschichte der Ammergau-Formation + Seekarspitzkalk ableiten lässt. Zur weiteren Entwicklung der Plassen Karbonat-Plattform s. I. siehe Text.

Literatur

- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995a): Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolaria Biochronology of Tethys based on Unitary Associations. – *Memoires de Géologie*, 23, 1013–1048, Lausanne.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences*, 92, 712–727, Berlin – Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. – *Journal of Alpine Geology*, 50, 1–152, Wien.
- GÜMBEL, C.W. von (1861): *Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. I–XX. – I–950, (Justus Perthes) Gotha.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, 80, 381–406, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, 57, 137–186 (Springer). DOI 10.1007/s10347-010-0225-1
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003a): Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsteinen der Blau Alm und nördlich des Loser (Nördliche Kalkalpen, Callovium–Oxfordium). – *Mitteilungen Gesellschaft Geologie Bergbaustudenten Österreich*, 46, 137–228, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003b): Die jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Eds.): *Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts*, Gmundner Geo-Studien, 2, 115–122, Gmunden.
- WENDT, J. (1969): *Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich)*. – *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen*, 132/2, 219–238, Stuttgart.

3D-Geometrie der Strukturen zwischen Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale

H. ORTNER und A. GRUBER

I. Einleitung

In 3D-Modellen wird versucht die wahre Geometrie von Strukturen darzustellen. Da bei 3D-Modellen im 3D-Raum gearbeitet wird, entfallen theoretisch Verschnitteffekte, die bei der Projektion auf 2D-Bildebenen zur Verzerrung führen. Die Grundlage von 3D-Modellen ist allerdings immer noch die geologische Kartierung, sodass diesen Verzerrungseffekten nicht ganz ausgewichen werden kann. Die Erfassung von Strukturen im 3D-Raum erfolgt durch ihre Verschnittlinie mit dem Höhenmodell, aus der die 3D-Struktur berechnet werden kann. Damit hängt die Genauigkeit der 3D-Struktur stark von der Genauigkeit des Höhenmodells ab. Das hier angewendete Höhenmodell beruht auf verbesserten SRTM-Daten mit einer Auflösung von 1". Die Genauigkeit nach der Projektion im österreichischen Gauß-Krüger-Netz beträgt etwa 40 m und erlaubt deshalb nur eine ungefähre Konstruktion von Strukturen im Raum. 3D-Modelle haben einen großen Nachteil: sie sind in 2D-Abbildungen unübersichtlich. Deswegen wird hier im Wesentlichen mit Karten und Profildarstellungen gearbeitet.

In dieser Arbeit wird mit Hilfe genauer Kartierungsdaten und einer großen Anzahl von Orientierungsdaten versucht ein dreidimensionales geologisches Modell zu erstellen. Grundlage des 3D-Modells ist eine abgedeckte Karte, die aus den Manuskriptkarten von SAUSGRUBER (1994), SPIELER (1995), WISCHOUNIG (2006), GRUBER (2011) sowie den GeoFAST-Karten 88 Achenkirch und 119 Schwaz der Geologischen Bundesanstalt erstellt wurde. Wichtige Informationen wurden aus der Kartierung von einzelnen Bänken in den mächtigen, nicht weiter untergliederten Karbonatkomplexen des Wettersteinkalks und des Hauptdolomits gewonnen, die in den Laserscanning-Bildern des Landes Tirol (www.tirol.gv.at/tiris) sichtbar sind. Wir reinterpreten die auf dieser Grundlage gewonnene Geometrie der Achantaler Überschiebung und der damit verbundenen Falten.

Die **Achantaler Schubmasse** ist eine der enigmatischen Strukturen in der Lechtal-Decke der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Sie liegt auf der **Achantaler Überschiebung**, die nach Westen in der Karwendel-Synklinale verschwindet und im Osten in die Thiersee-Synklinale hineinreicht (Abb. 1). In beiden Synklinalen nimmt die Überschiebungsweite schnell ab bzw. die Überschiebung ist nicht mehr nachweisbar. Die Achantaler Überschiebung fungiert deswegen als Transferzone zwischen zwei Synklinalen. Die Antiklinalen im Hangenden der Überschiebung ändern ihre Orientierung im Streichen von etwa E–W am Guffert (2194 m) im Osten (Guffert-Antiklinale) auf etwa N–S am Unnutz (2078 m, Unnutz-Antiklinale) und der Seekarspitze (2053 m) im Westen, bevor die Struktur an der Seebergspitze mit einer steilachsigen Synklinale wieder in die E-W-streichende Mondscheinspitze-Antiklinale umbiegt (Abb. 2).

Die komplexen Strukturen der Achantaler Schubmasse wurden wie folgt strukturell interpretiert:

- 1) Rotationale Bewegungen (AMPFERER, 1921, 1941; SPENGLER, 1953, 1956; AUER, 2001): Hier wurde angenommen, dass die Antiklinale im Hangendblock ursprünglich lateral kontinuierlich mit der Guffert-Antiklinale zusammenhing und die Unnutz-Antiklinale später durch Knickung in ihre heutige Position gekommen ist.
- 2) Schleppung: NAGEL (1975) nahm an, dass die Überschiebungsweite in der Thiersee-Synklinale größer als die Überschiebungsweite in der Karwendel-Synklinale war, und deswegen der Übergangsbereich in eine N-S-Orientierung geschleppt wurde.
- 3) Erzwungene Faltung: Nach EISBACHER & BRANDNER (1995, 1996) entwickelte sich die N-S-orientierte Unnutz-Antiklinale am Rand einer Wettersteinkalk-Plattform und/oder an einer invertierten jurassischen Abschiebung.
- 4) Polyphase Überschiebungstektonik wurde von verschiedenen Autoren vorgeschlagen (FUCHS, 1944; SPIELER & BRANDNER, 1989; CHANNELL et al., 1990, 1992; ORTNER, 2003): Eine ältere westgerichtete Überschiebung (Achantaler Überschiebung) wäre später nordgerichtet durch die Überschiebungen in der Thiersee- und Karwendel-Synklinale reaktiviert worden.

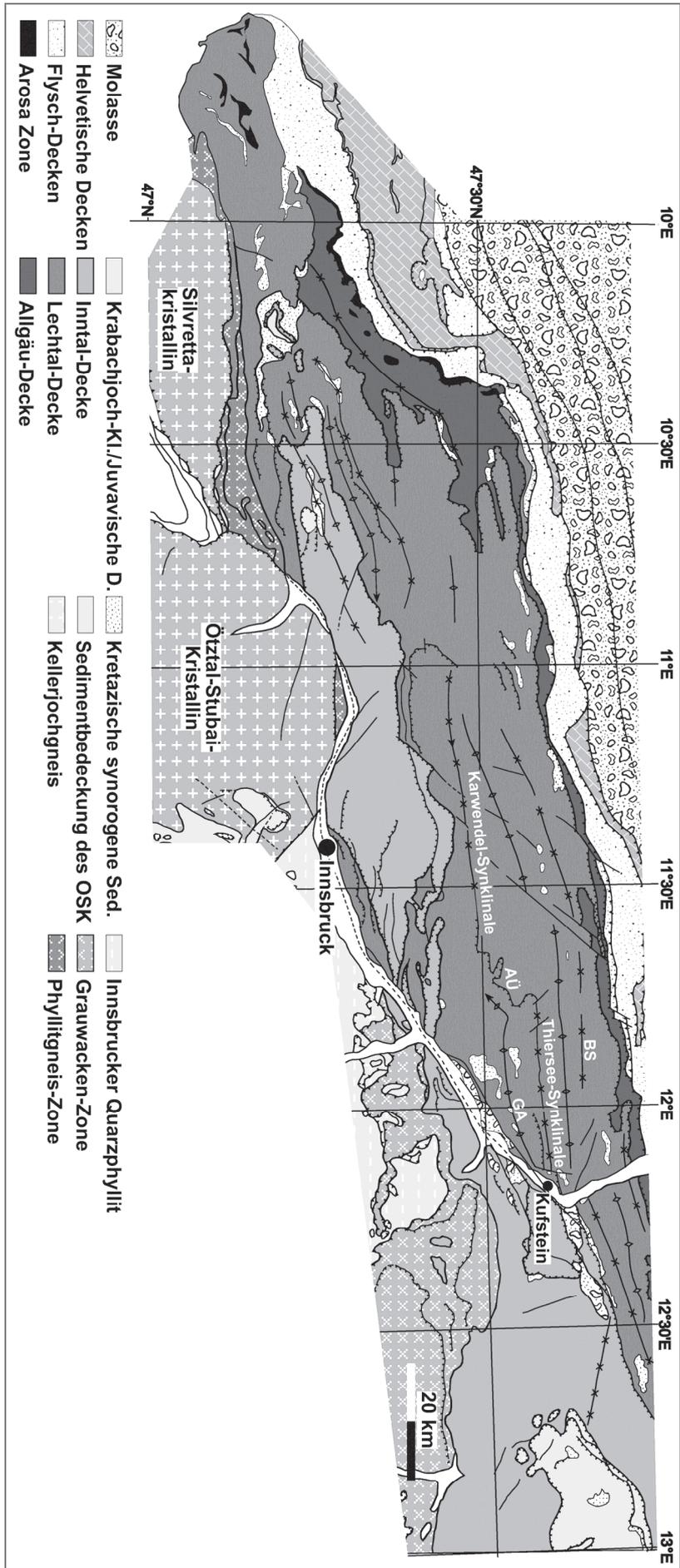


Abb. 1: Tektonische Skizze der westlichen Nördlichen Kalkalpen, verändert nach ORTNER (2003); kalkalpinen Deckenbau nach BRANDNER (1985).
 AÜ = Achentaler Überschiebung, GA = Guffert-Antiklinale, BS = Bayerisches Synklinorium.

2. Großmaßstäbliche Geometrie der Achantaler Überschiebung

Die großen Überschiebungen und Großfalten der westlichen Nördlichen Kalkalpen, die z. B. in den Lechtaler Alpen gut aufgeschlossen sind, streichen im Wesentlichen ENE–WSW bis NE–SW. Die Thiersee- und Karwendel-Synklinale bilden hier eine Ausnahme, da diese beiden Synklinale fast genau in E-W-Richtung verlaufen. Nach EISBACHER & BRANDNER (1996) können in den nördlichen Kalkalpen drei Transportrichtungen unterschieden werden: Die kretazische Verkürzung war im Wesentlichen NW-gerichtet, während die paläogene Verkürzung N- bis NNE-gerichtet war. Im Neogen herrschte in den Kalkalpen aufgrund der „Fluchtschollentektonik“ im internen Teil der Alpen NNE- bis NE-orientierte Verkürzung vor (RATSCHBACHER et al., 1991), es kam aber in den Nördlichen Kalkalpen zu keinen wesentlichen Überschiebungen mehr (vgl. ORTNER, 2003; TÖCHTERLE, 2005) konnte zeigen, dass die Überschiebung in der Thiersee-Synklinale bereits in der Oberkreide aktiv gewesen sein muss, obwohl sie E-W-Orientierung hat. Aus diesem Grund ist anzunehmen, dass die Überschiebungen in der Thiersee- und Karwendel-Synklinale nicht aufgrund der Orientierung der in der Oberkreide herrschenden Spannungen, sondern über präexistente Strukturen lokalisiert wurden. Sowohl der Nordrand der Karbonatplattform des Wettersteinkalks als auch fazielle Unterschiede im Jura in N-S-Richtung lassen eine alte, E-W-verlaufende Störung in der Thiersee-Synklinale vermuten (TÖCHTERLE, 2005), auch wenn die stärksten Faziesunterschiede in E-W-Richtung beobachtet werden (NAGEL et al., 1976; CHANNELL et al., 1992; Ortner & Kilian, dieser Band).

3. Beschreibung der strukturellen Elemente

3.1. Die Achantaler Überschiebung

An der Achantaler Überschiebung werden triassische Gesteine auf unterkretazische Gesteine überschoben. Im NE läuft die Achantaler Überschiebung in den Kern der Thiersee-Synklinale hinein. Bereits im Profil entlang des Ampelsbachs westlich der Natterwand ist die Überschiebung in der Schrambach-Formation nicht mehr eindeutig erkennbar. In den inkompetenten Partien der jurassisch-kretazischen Schichten ist aber an deformierten Ammoniten bedeutende homogene Verformung erkennbar, die Elliptizität $R = 1,4–1,6$ (Abb. 3a, c). Die Richtung der stärksten Streckung X liegt im ENE in der Schichtung, die Richtung der stärksten Verkürzung Z wegen der starken Abflachung der meisten Ammoniten subnormal auf der Schichtung (Abb. 3d). Diese Orientierung des Verformungselipsoids könnte in Zusammenhang gebracht werden mit homogener Verformung bei der Faltung, wobei in den Faltenschenkeln die Schieferungsebene subparallel zur Schichtung liegt. Die Streckung liegt subparallel zur regionalen Faltenachse und könnte mit dem Faltungsprozess in Verbindung gebracht werden.

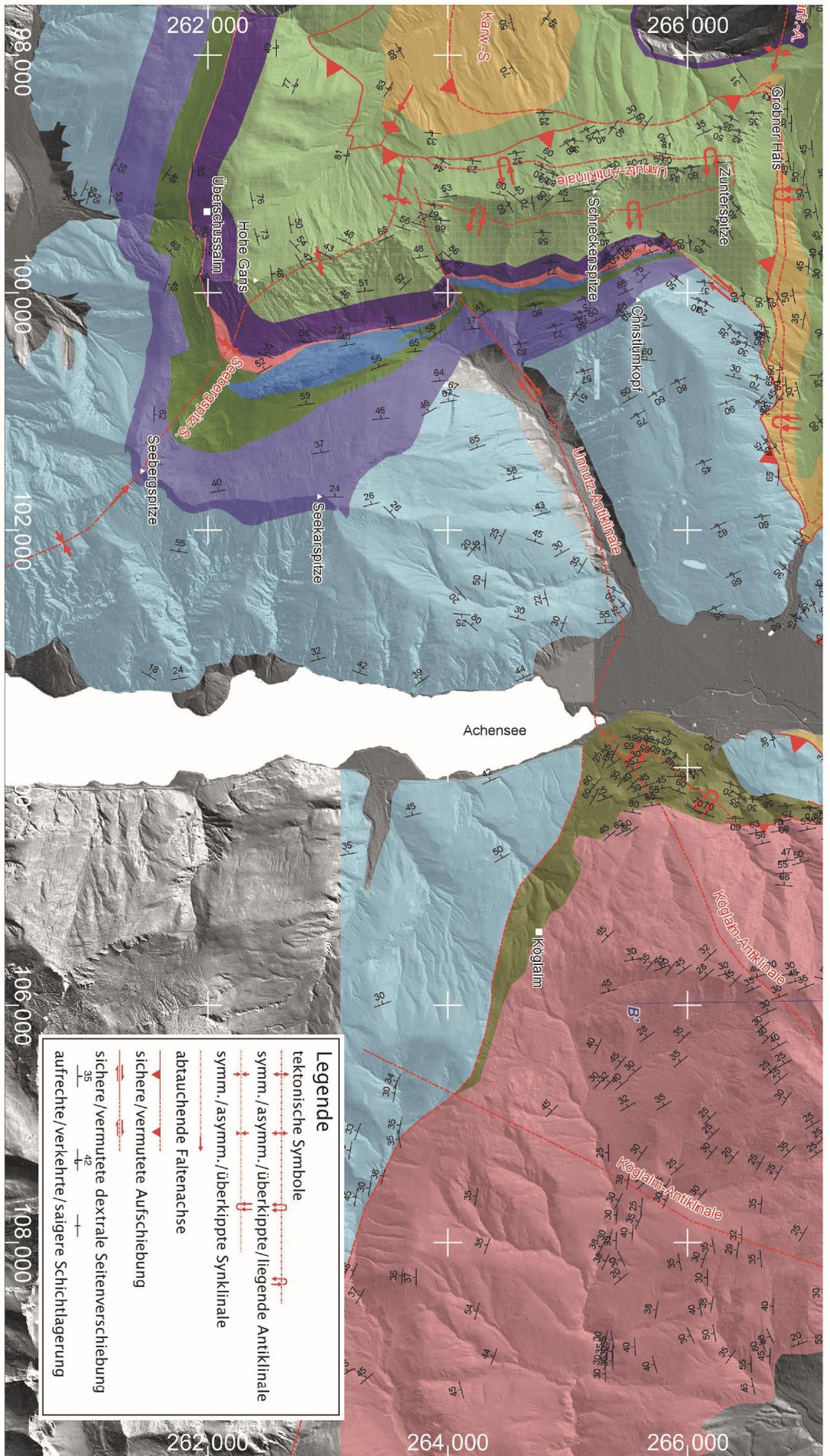
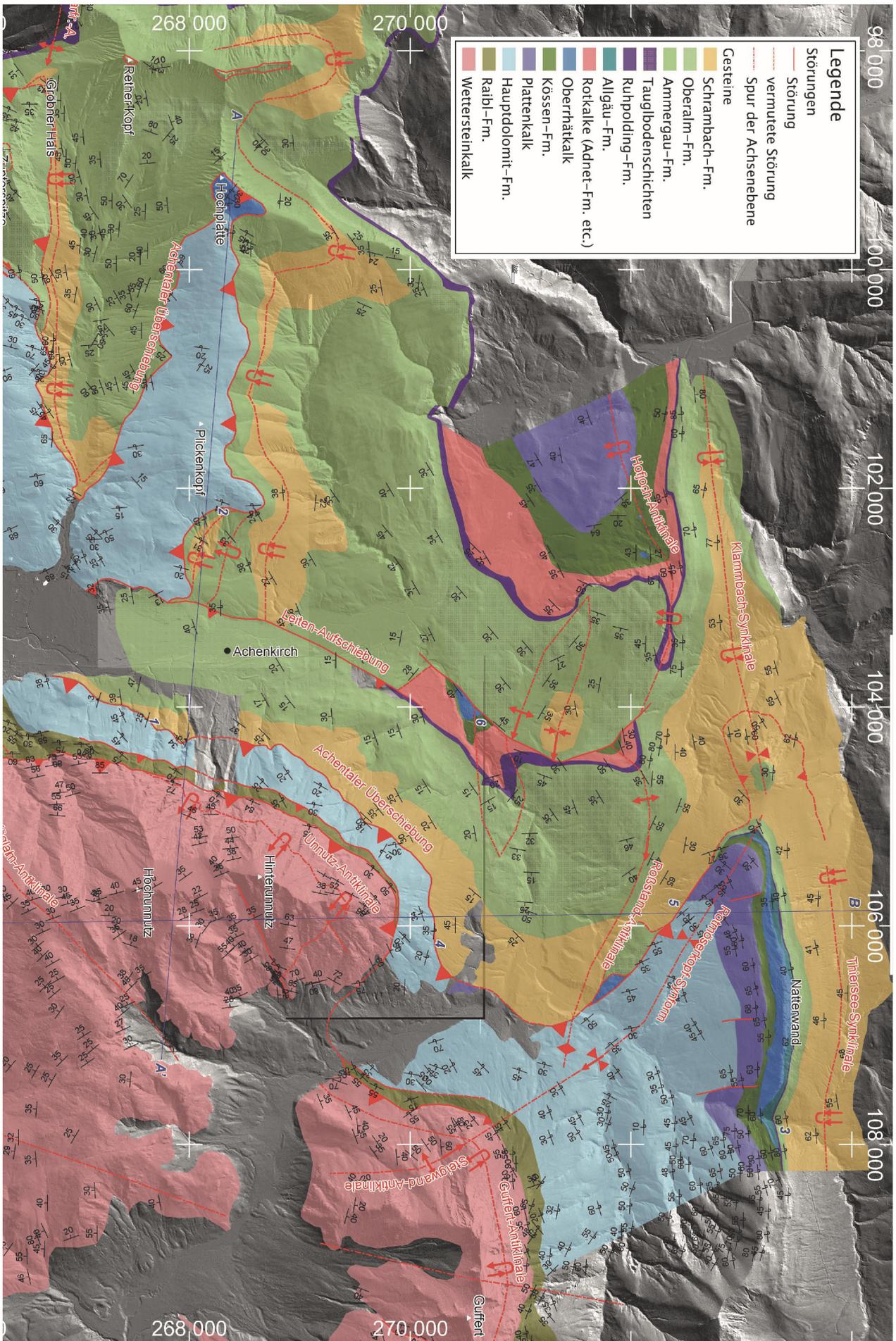
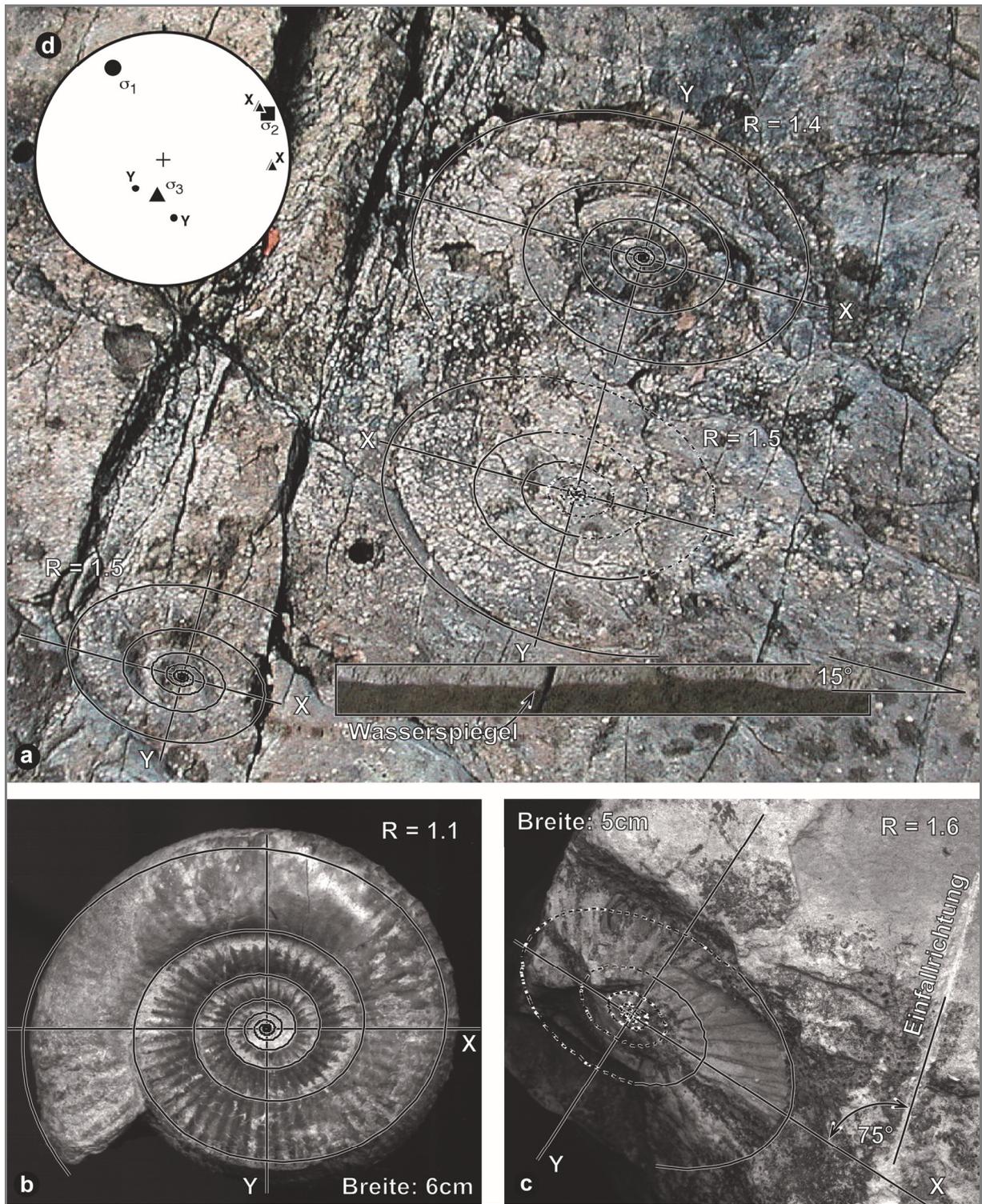


Abb. 2: Teilweise abgedeckte tektonische Karte des Übergangsbereichs von der Karwendel-Synklinale zur Thiersee-Synklinale mit den Namen der wesentlichen Strukturen. Untergeordnete Falten, die aus den Schichtorientierungen nicht klar ersichtlich sind, wurden aus den Manuskriptkarten von SAUSSGRÜBER (1994), SPIELER (1995), WISCHOUNIG (2006) und GRUBER (2011), aus den GeoFAST-Karten 088 Achenkirch und 119 Schwarz, sowie aus den tektonischen Skizzen von AUER (2001) kompiliert. Blaue Zahlen: Lokaltitäten der Störungsmessungen. Die blauen Zahlen entsprechen den Nummern der Lokaltäten in Abb. 6. Koordinatensystem: MGI/Austria GK West.







- Abb. 3: Fünf Beispiele deformierter Ammoniten aus dem Ampelsbachprofil SE der Natterwand. Die Elliptizität wurde durch Überlagerung der vorausmodellierten Spirale auf ein Foto des Ammoniten bestimmt, ähnlich der Methode von ROCHA & DIAS (2005). Es konnte die Elliptizität R an acht Ammoniten bestimmt werden. Dabei waren Ammoniten aus kalkreichen Gesteinen undeformiert (b), während die Elliptizität von Ammoniten aus mergeligen Gesteinen zwischen $R = 1,4$ und $R = 1,6$ schwankt (a, c). Die Orientierung der Verformungsellipse konnte an den in (a) und (c) gezeigten Ammoniten bestimmt werden. Die Richtung der größten Streckung x liegt im ENE. Da alle deformierten Ammoniten stark abgeflacht sind, und die Spiralebene der Ammoniten in der Schichtung liegt, ist anzunehmen, dass die Schichtung parallel zur Schieferungsebene bzw. x - y -Ebene des Verformungsellipsoids orientiert ist. Da die stärkste Streckung nicht parallel zur Richtung des tektonischen Transports orientiert ist (σ_1 in d; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3 \dots$ Hauptspannungsachsen eines zum kretazischen Transport gehörigen Datensatzes), wird angenommen, dass die Verformung der Ammoniten ein Effekt der Faltung in der Thiersee-Synklinale ist.
- Ammoniten auf einer Schichtfläche in mergeligen Kalken der oberen Allgäu-Fm. Die Bohrlöcher haben 2,5 cm Durchmesser.
 - Ammonit aus der Scheibelberg-Fm. (Fallstück, 6 cm breit).
 - Ammonit aus mergeligen Kalken der untersten Schrambach-Fm.
 - Orientierung des Verformungsellipsoids der Ammoniten aus a) und c).

Der Abschnitt der Achantaler Überschiebung zwischen Natterwand (1618 m) im NE und Christlumpkopf (1758 m) im SW trennt überkippten Hauptdolomit des Liegendschenkels der Unnutz-Antiklinale von Schrambach-Fm. Nördlich der Zunterspitze (1926 m) verlässt die Achantaler Überschiebung diesen Kontakt und verläuft im Hangenden der Schrambach-Fm. an der Basis der überkippten Oberalm-Fm. Knapp südlich des Gröbner Halses überschiebt die Oberalm-Fm. der Achantaler Schubmasse die Ammergau-Fm. im Liegenden, und der Kontakt bleibt Richtung SW an dieser Grenze. Hier könnte der Kontakt auch stratigraphisch sein, der Geländeverschnitt der Grenze zwischen Oberalm-Fm. und Ammergau-Fm. zeigt jedoch, dass die Grenze flach südfallend ist, während die Schichtung subvertikal steht (Abb. 2). Am Ostende der Karwendel-Synklinale muss in deren Kern eine weitere Überschiebung postuliert werden, damit der Knick zwischen Achantaler Schubmasse und Südschenkel der Karwendel-Synklinale (Synklinale und antiformale Synklinale der Seebergspitze; Abb. 2) im Hangenden einer Überschiebung liegt.

Der Verschnitt der Achantaler Überschiebung mit dem Gelände zeigt, dass die Überschiebung beinahe planar ist. Nur im Hangenden der Hofjoch- und Roßstand-Antiklinalen und der Klambach-Synklinale im Norden ist die Überschiebung mitgefaltet.

3.2. Der Hangendblock der Achantaler Überschiebung

3.2.1. Die Falten des Guffert

Die Guffert-Antiklinale liegt am Ostende der Achantaler Querstruktur im Hangenden der Achantaler Überschiebung. Die Achsenebene ist südfallend, sodass der Großteil des Wettersteinkalkes südlich des Gufferts im Hangendschenkel der Guffert-Antiklinale liegt (Abb. 4, Profil B–B'). Das Scharnier liegt in der Nordwand des Guffert knapp oberhalb der Raibl-Gr. Die Faltenachse der Guffert-Antiklinale ist am Guffert subhorizontal ESE-streichend und dreht sich gegen W ohne scharfen Knick immer weiter in Richtung NE (Abb. 5b, Diagramme Guffert E, Guffert W, Guffert SW). Der schärfste Knick befindet sich nahe des talwärtigen Endes des Westgrats des Guffert, wo die Achsenebene der Steigwand-Antiklinale gezeichnet wurde, die sich in der Rotmöserkopf-Synform nach NW fortsetzt. Da der verkehrt liegende Teil des Wettersteinkalks an der Guffert-Westseite zu geringmächtig ist, muss der Kontakt zwischen Wettersteinkalk und Raibl-Gruppe tektonisch sein.

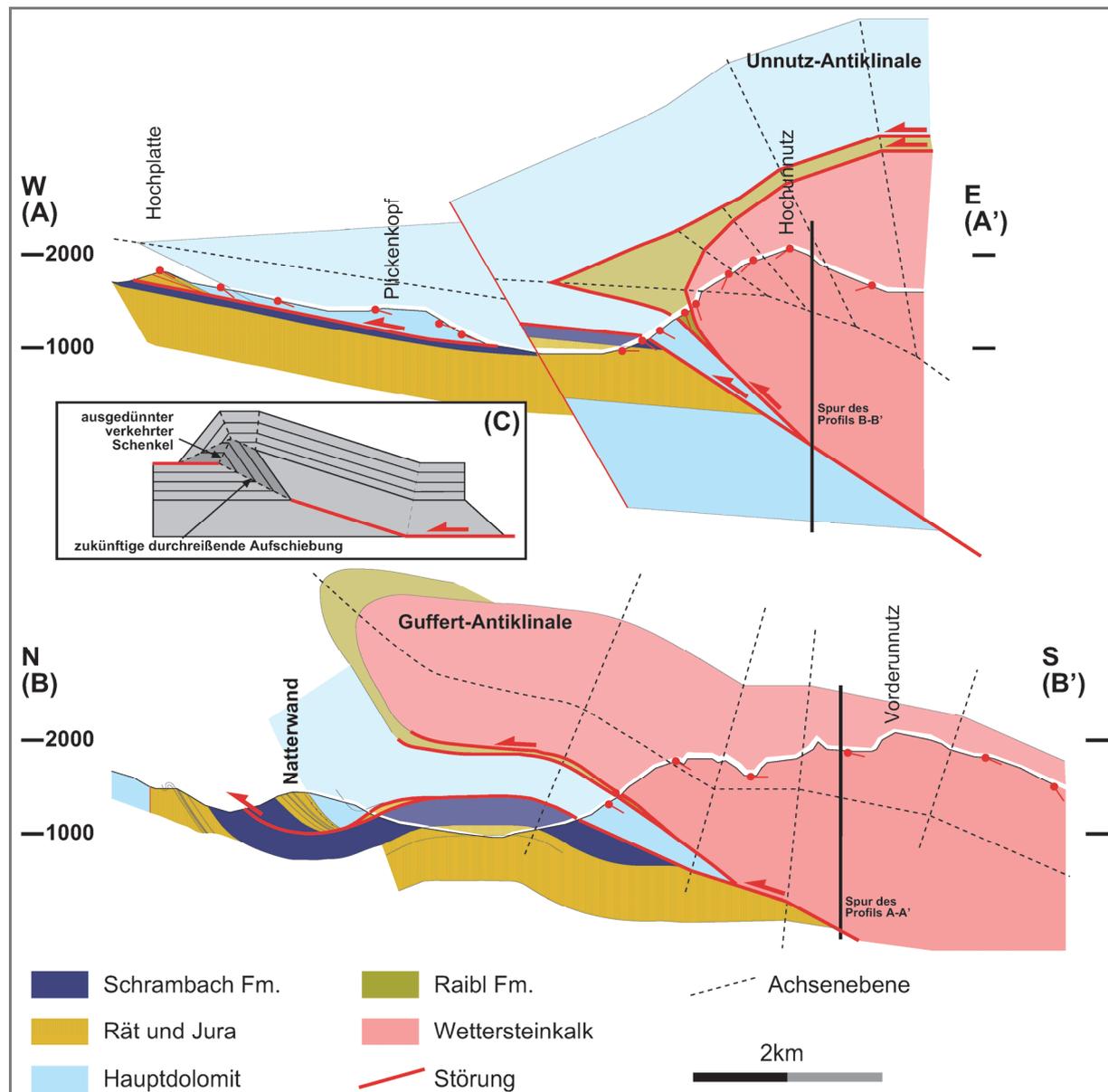


Abb. 4: Profile durch die Achenkircher Schubmasse, verändert nach ORTNER (2003).
 A–A': W-E-Profil von der Hochplatte bis zum Hochunnutz.
 B–B': N-S-Profil durch die Natterwand und den Vorderunnutz. Da das Profil subparallel zur Faltenachse der Unnutz-Antiklinale verläuft, erscheint die Achsenebene der Guffert-Antiklinale im Profil sehr langgestreckt.
 C: Schema einer *progressive rollover fault-propagation fold* nach STORTI & SALVINI (1996).
 Lage der Profilsuren in Abb. 2.

3.2.2. Die Falte des Unnutz

Die Unnutz-Antiklinale baut den gesamten Unnutz (Hinter-, Hoch- und Vorderunnutz) auf. Von Norden ist die Unnutz-Antiklinale deutlich als liegende Falte mit scheinbar E-fallender Achsenebene zu sehen. Die Auswertung der Orientierungsdaten ergibt eine SE-fallende Achsenebene mit einer nach S immer stärker nach SSW abtauchenden Faltenachse (Abb. 5b, Diagramme Hinterunnutz, Vorderunnutz, FW Köglalm). Im verkehrten Liegendschenkel der Unnutz-Antiklinale wird die Raibl-Gr. sowohl gegen den Hauptdolomit als auch gegen den Wettersteinkalk tektonisch begrenzt und in ihrer Mächtigkeit reduziert, was im Tal nach Steinberg zum Ausfall der Raibl-Gr. führt. Die Achsenebene der Unnutz-Antiklinale wird am Kontakt zur Raibl-Gr. abgeschnitten und taucht ca. 1 km weiter südlich am Nordende des Achensees innerhalb der Raibl-Gr. wieder auf, wo ein enges Scharnier ausgebildet ist. Die Achsenebene erreicht am Nordende des Achensees den Talboden und verschwindet, wobei der verkehrte Schenkel der Unnutz-Antiklinale unter die Talsohle verschwindet. Westlich des Achentals ist die Achsenebene durch eine Störung entlang des Oberautals versetzt, sodass nördlich des Tals der verkehrte, südlich des Tals der aufrechte Schenkel der Unnutz-Antiklinale erschlossen ist. Erst unterhalb des Kamms von der Zunterspitze zur Schreckenspitze (2022 m) verschneidet die Achsenebene in der Oberalm-Fm. wieder mit dem Gelände.

Der im Profil Hochplatte–Hochunnutz 5,5 km lange überkippte Schenkel der Unnutz-Antiklinale hat viele bisherige Bearbeiter verwundert. Zusätzlich liegt der verkehrte Hauptdolomit in diesem Profil fast parallel zur Überschiebungsfläche. ORTNER (2003) hat einen möglichen Mechanismus vorgeschlagen, der solche Falten erzeugt: Zunächst ist es notwendig, eine *fault-propagation fold* mit zusätzlicher starker lagenparalleler Scherung zu erzeugen (*progressive rollover-fault-propagation fold* nach STORTI & SALVINI, 1996; Abb. 4c). Die lagenparallele Scherung kann zur Ablösung von dicken kompetenten Lagen vom Faltenkern führen, da dort bei Biegegleitfaltung verstärkte Scherung auftritt (*hinge collapse*, vgl. RAMSAY & HUBER, 1987, S. 424), was zur Ausbildung von isoklinalen Falten führt. Bei der Unnutz-Antiklinale wurde der relativ kompetente Hauptdolomit an der inkompetenten Raibl-Gr. vom Faltenkern aus Wettersteinkalk abgelöst.

Die meisten bisherigen Autoren gingen davon aus, dass die Unnutz-Antiklinale genetisch mit der Achentaler Überschiebung zusammenhängt, z. B. QUENSTÄDT, 1933, zitiert von SAUSGRUBER, 1994: „Diese Beobachtungen zeigen, dass die Schubfläche hervorgeht aus einer liegenden Falte, mindestens in peripheren Teilen der Schubmasse und N' von der Moosenalm“. Dieser Auffassung muss widersprochen werden, da die Unnutz-Antiklinale von der Achentaler Überschiebung in verschiedenen strukturellen Niveaus geschnitten wird, und ihre Achsenebene nicht parallel zur Achentaler Überschiebung streicht. Dagegen streichen die Achsenebenen der engen bis isoklinalen Falten unter der Achentaler Überschiebung N der Zunterspitze und N und NE des Plickenkopfs (1429 m) parallel zur Achentaler Überschiebung (Abb. 2) und sind genetisch mit dieser zu verbinden.

Am Unnutz ist die Unnutz-Antiklinale mehr oder weniger zylindrisch (sub-zylindrisch nach RAMSAY & HUBER, 1987) ausgebildet, mehr als 90 % aller Flächenpole streuen um den π -Kreis der Falte und liegen nicht weiter als 20° vom π -Kreis entfernt (z. B. Diagramme FW Köglalm und Hinterunnutz in Abb. 5b). Im äußeren Teil der Unnutz-Antiklinale westlich des Achentals ändert sich dieses Bild. Die Flächenpole liegen weiter vom π -Kreis entfernt (z. B. Diagramm Christlum in Abb. 5a) und die Orientierung der Faltenachsen ändert sich stärker (vgl. Diagramme Seekarspitze und Christlum in Abb. 5a). Vermutlich hat der erodierte Teil der Unnutz-Antiklinale im Hangenden der Raibl-Gr. eine nicht-zylindrische Geometrie mit stark gebogenen Faltenachsen. Das ist auch in Übereinstimmung mit dem stratigraphischen Sprung an der Achentaler Überschiebung, der am Unnutz und am Plickenkopf am größten ist und von dort in beide Richtungen abnimmt, bis sowohl in der Karwendel-Synklinale im Westen als auch in der Thiersee-Synklinale im Osten die Überschiebung innerhalb der Schrambach-Fm. verläuft und verschwindet.

3.2.3. Die Seebergspitz-Synklinale

Die Achentaler Querstruktur endet abrupt mit dem scharfen Knick der Seebergspitz-Synklinale. An ihr wird die westfallende Schichtung wieder in N- bis NNE-fallende Orientierung gebracht. Von diesem Knick sind nicht nur der aufrechte Schenkel der Unnutz-Antiklinale und der westlich anschließenden Mondscheinspitze-Antiklinale betroffen, sondern auch deren überkippte Liegendschenkel (Abb. 2).

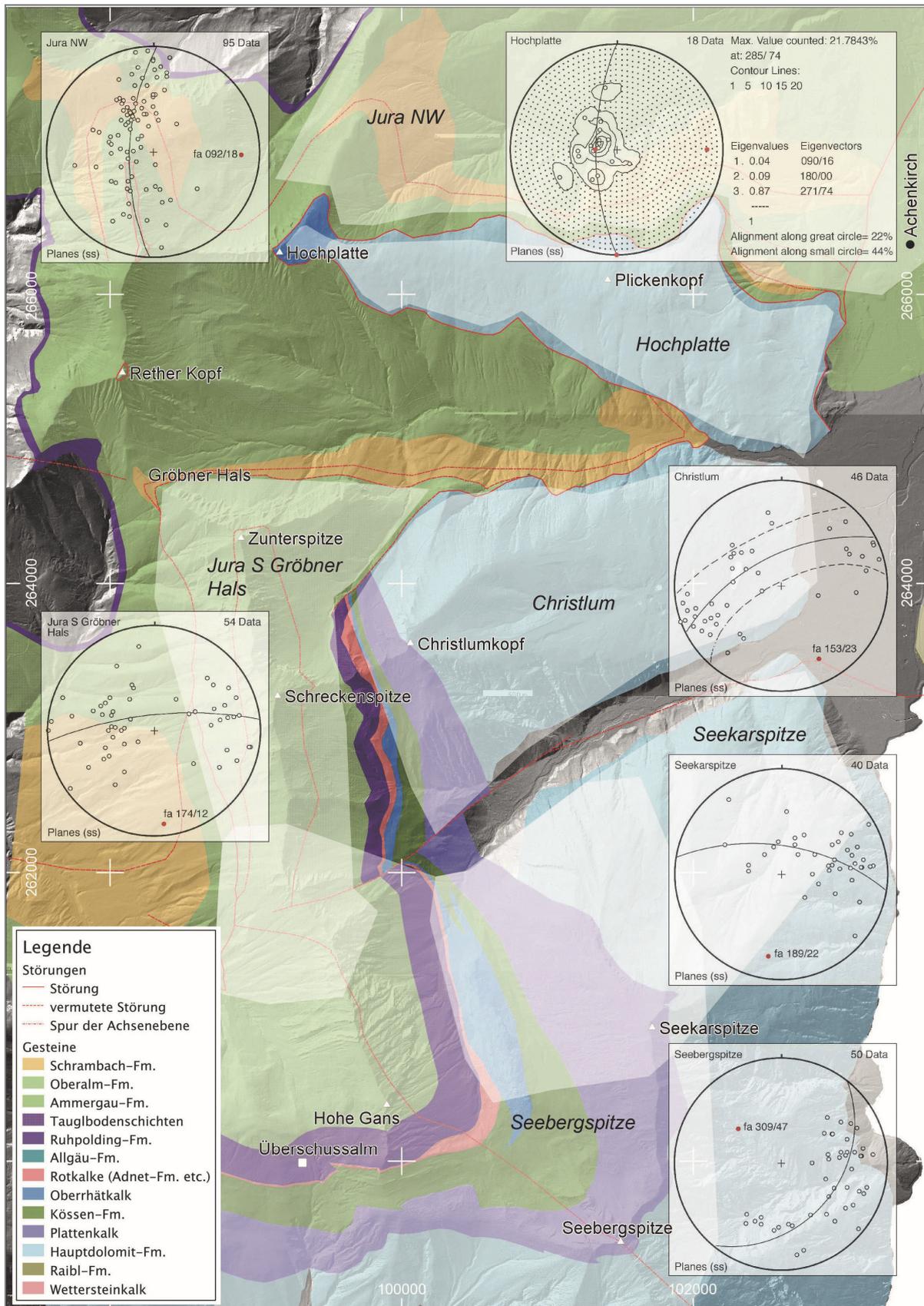


Abb. 5a: Orientierungsanalyse der Schichtung im Bereich der Achenentaler Schubmasse. Die Messbereiche sind gleich wie die Diagramme (kursiv) benannt und in der Karte hell hinterlegt. Diagramme westlich des Achenentals. Erläuterungen im Text.

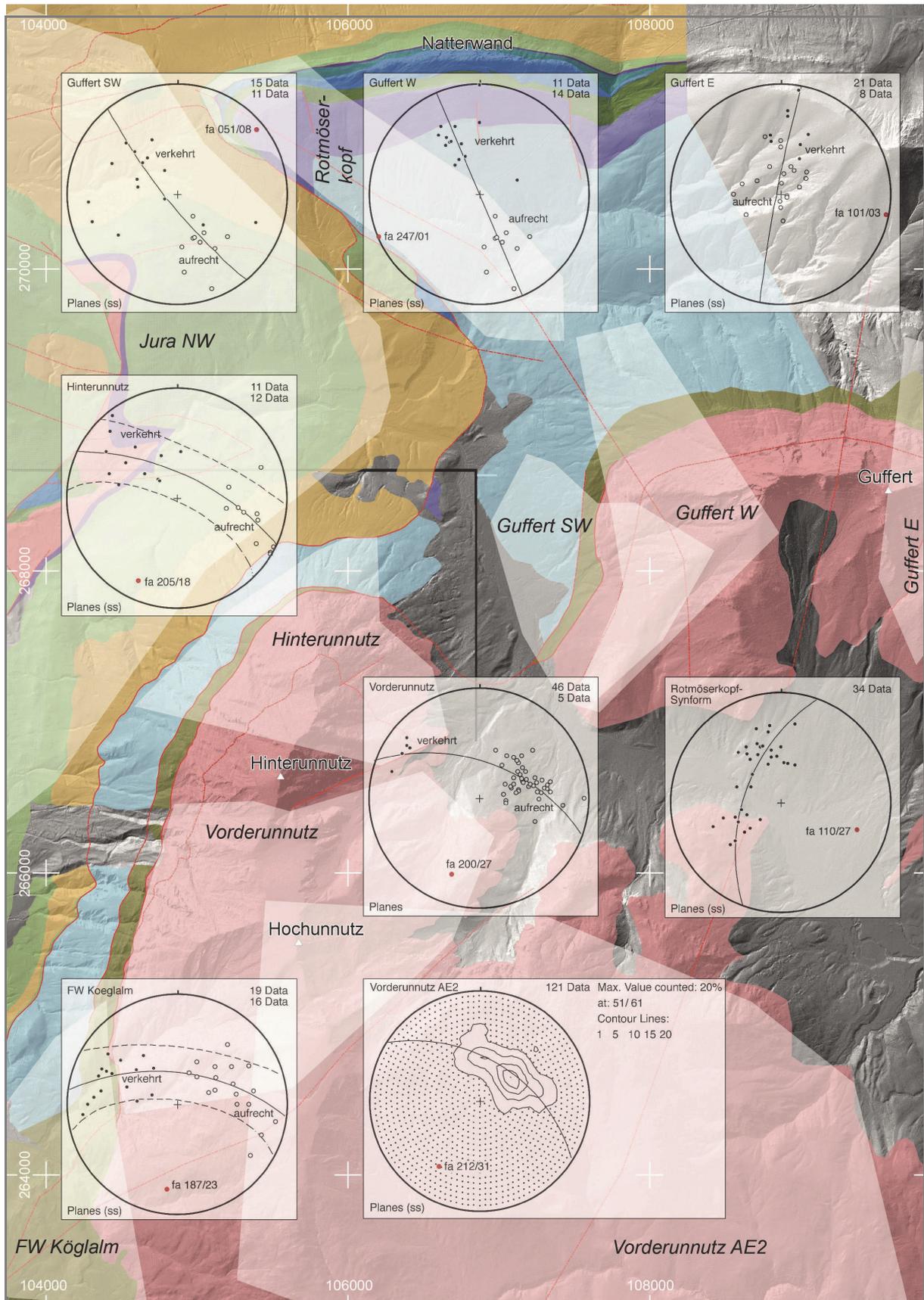


Abb. 5b: Orientierungsanalyse der Schichtung im Bereich der Achentaler Schubmasse. Die Messbereiche sind gleich wie die Diagramme (kursiv) benannt und in der Karte hell hinterlegt. Diagramme östlich des Achentals. Erläuterungen im Text.

3.3. Der Liegendblock der Achantaler Überschiebung

An der Achantaler Überschiebung ist der Hangendblock auf Ammergau-Fm. oder Schrambach-Fm. überschoben. Diese Einheiten sind in enge bis isoklinale Falten gelegt, deren Achsenebenen etwas steiler als die Überschiebungsfläche nach Süden einfallen. Innerhalb der Ammergau- und Schrambach-Fm., die vorwiegend plastisch deformiert werden, bildet sich unter dem kompetenten Hauptdolomit eine Scherzone aus, innerhalb derer es zu Faltung kommt. Der Radiolarit ist von dieser Faltung nicht mehr betroffen.

Die kompetenteren Schichtglieder im Liegendblock vom Hauptdolomit bis zum Radiolarit bilden nach Norden überkippte Antiklinalen und Synklinalen (Klammbach-Synklinale, Hofjoch- und Roßstand-Antiklinale nördlich Achenkirch, Mondscheinspitze-Antiklinale, Karwendel-Synklinale und Scharfreiter-Antiklinale westlich der Achantaler Schubmasse. Die im Untersuchungsgebiet liegenden Falten N Achenkirch und die Falten direkt unter der Achantaler Überschiebung haben eine einheitliche ostfallende Faltenachse (Diagramm Jura NW, Abb. 5a, für die ersten drei Genannten) und südfallende Achsenebenen. Zum Rand der Achantaler Schubmasse hin tauchen die Faltenachsen stärker nach SE ab.

Die NNE-streichende Leiten-Aufschiebung verläuft etwa parallel zur Achantaler Überschiebung, hat aber viel weniger Versatz. Sie trennt die Hofjoch- von der Roßstand-Antiklinale und ist mit dieser verfaultet.

4. Altersabfolge der Strukturen

Die Wiederverfaltung von älteren Strukturen kann Hinweise auf das relative Alter geben. Dies gilt nur, wenn bei Faltenüberprägungen die Achsenebene oder ein verkehrter Faltschenkel verfaultet wird. Oder auch wenn Störungen verfaultet sind, da diese planar sein müssen, um bewegt werden zu können. Die Unnutz-Antiklinale ist an mehreren Stellen wiederverfaultet. Meist ist die Wiederverfaltung nur im verkehrten Schenkel zu erkennen. Der Hauptdolomit der Hochplatte (1813 m) zeigt ziemlich einheitliches flaches ESE-Fallen. Die Verteilung der Flächenpole zeigt eine Clusterverteilung, die beiden ersten Eigenwerte sind nahe 0. Die Asymmetrie der Datenverteilung wird von einzelnen Werten hervorgerufen, die auf kleinmaßstäbliche Faltung zurückgehen (Diagramm Hochplatte, Abb. 5a). Deutlicher ist die Wiederverfaltung in den Oberalmer Schichten südlich des Gröbner Halses zu sehen. Die Datenverteilung zeigt eine undeutliche Verteilung entlang des π -Kreises, die beiden zu den Faltschenkeln gehörenden Maxima sind nach N und S ausgelängt (Diagramm Jura S Gröbner Hals, Abb. 5a). Die Ursache sind untergeordnete Falten mit etwa E-W-verlaufenden Achsen. Ähnliche Falten sind auch in der Seekarspitze und deren Ostflanke entlang des Westufers des Achensees erschlossen (vgl. AUER, 2001).

Der Hangendschenkel der Unnutz-Antiklinale ist SW des Vorderunnutz (2078 m) verfaultet, wo der westfallende Wettersteinkalk in der sehr offenen Köglalm-Antiklinale langsam nach SE in südfallenden Wettersteinkalk übergeht. Es können zwei subvertikale NE-streichende Achsenebenen gezeichnet werden; die Faltenachsen tauchen steil nach SW ab (Diagramm Vorderunnutz AE2 in Abb. 5b).

Die Unnutz-Antiklinale hängt seitlich sowohl mit der Guffert-Antiklinale im E als auch mit der Mondscheinspitze-Antiklinale im Westen zusammen. In den Knickbereichen, der Steigwand-Antiklinale im E und der Seebergspitz-Synklinale im W treten keine Faltenüberprägungen auf, die zu fordern wären, wenn es sich um eine Wiederverfaltung einer älteren durch eine jüngere, anders orientierte Falte handeln würde. Eine Altersangabe für die Faltung ist nur für die Guffert-Antiklinale im Bereich der Brandenberger Gosau möglich. Dort überlagern Brekzien der Gosau-Gruppe mit einer Winkeldiskordanz von 30° den Wettersteinkalk im Nordschenkel der Guffert-Antiklinale, die Gosau ist wiederum um 30° verkippt. Im Südschenkel lagert die Gosau-Gruppe ca. 10° flacher als der darunterliegende Wettersteinkalk und fällt mit ca. 25° nach Süden. Daraus ist ersichtlich, dass die Guffert-Antiklinale bereits vor Ablagerung der Gosau-Gruppe angelegt wurde. Nachdem die Unnutz- und Mondscheinspitze-Antiklinalen mit der Guffert-Antiklinale zusammenhängen, wird auch für diese eine Anlage in der Unter-Kreide angenommen. Die oben angeführte Wiederverfaltung der Unnutz-Antiklinale zeigt, dass bei einem jüngeren Ereignis die kretazisch angelegte Falte neuerlich gefaltet wurde.

Die deutlichsten Wiederverfaltungen sind die von Störungen. So wird die Achentaler Überschiebung um die Roßstand-Antiklinale gefaltet und mit ihr der überkippte Hauptdolomit. Eine Wiederverfaltung der Rotmöserkopf-Synform lässt sich aufgrund der Schichtorientierungen nicht nachweisen. Die Achentaler Überschiebung schneidet aber auch die Scharfreuter-Antiklinale nördlich der Karwendel-Synklinale ab. Nimmt man an, dass Falten gleicher Orientierung zum selben Verformungsereignis gehören, dann zeigt sich hier das Fortschreiten N-gerichteter Scherung: zuerst Faltung im Gebiet der Karwendel-Synklinale, dann Überschiebung an der Achentaler Überschiebung und zuletzt Faltung im Bereich der Thiersee-Synklinale. Entscheidend ist, dass die Achentaler Überschiebung zwischen die Faltung der Scharfreuter-Antiklinale und der Roßstand-Antiklinale fällt und damit die heutige Überschiebungsfläche bei N-gerichteter Scherung entstanden sein muss. Auch die Leiten-Aufschiebung wird um die Roßstand-Antiklinale gefaltet. So ist der nach Norden gekrümmte Verlauf der Störung zu erklären.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich: Die im Achenseegebiet beobachteten Strukturen sind mindestens zwei Deformationsereignissen zuzuordnen:

- 1) Das Faltenystem der Guffert-Antiklinale, Unnutz-Antiklinale und Mondscheinspitze-Antiklinale ist kretazisch (vor Bildung der Brandenberger Gosau) angelegt. Ob zu diesem Zeitpunkt schon ein Vorläufer der Achentaler Überschiebung vorhanden war, kann nicht bewiesen werden. Die Steigwand-Antiklinale, Rotmöserkopf-Synform und Seebergspitz-Synklinale müssen als Teil des primär geknickten Faltenverlaufs ebenfalls kretazisch sein.
- 2) Bei einem jüngeren Ereignis wurden neue, E-W-streichende Falten angelegt und die kretazischen Falten amplifiziert. Die Aktivität der heute aufgeschlossenen Achentaler Überschiebung fällt ebenfalls in dieses Ereignis. Auch wenn keine direkten Datierungsmöglichkeiten vorhanden sind, wird vermutet, dass diese Strukturen im Paläogen entstanden sind.

5. Wie kommt es zur Bildung des geknickten Faltungsverlaufs im Hangendblock der Achentaler Überschiebung?

Die Genese des geknickten Faltungsverlaufs ist eine der wesentlichen Fragen, die bis hierher nicht besprochen wurden. Die Orientierung von Falten in Überschiebungsgürteln hängt von verschiedenen Faktoren ab:

- 1) Bei undefor miertem Schichtstapel und geringer Gesamtverformung sind die Hauptachsen der Spannung und der Verformung parallel, neugebildete Rampen und Faltenachsen stehen im rechten Winkel zur Transportrichtung.
- 2) Bei undefor miertem Schichtstapel und großer Gesamtverformung beginnen die Faltenachsen in die Transportrichtung zu rotieren, neugebildete Rampen stehen im rechten Winkel zur Transportrichtung.
- 3) Bei prädeformiertem Schichtstapel bilden sich Rampen und Faltenachsen parallel zu ererbten Strukturen.

Das Modell 3 ist sehr beliebt, um stark gebogene Faltenachsen in Überschiebungsgürteln zu erklären (z. B. PFIFFNER, 1993, für die Falten der helvetischen Decken der Schweiz). Da der Westrand der Achentaler Schubmasse zusammenfällt mit besonders großer Mächtigkeit der jurassischen Sedimente (Unterjura: Zunahme von 15 m im Rofan auf 200 m am Ostende der Karwendel-Synklinale; CHANNELL et al., 1992; Oberjura: 200 m im Rofan, 800 m am Ostende der Karwendel-Synklinale; NAGEL et al., 1976), wurde von EISBACHER & BRANDNER (1995, 1996) erzwungene Faltung am Rande eines jurassischen Beckens angenommen. Wir folgen diesem Modell für die initiale Bildung der gebogenen Falten. Die exakte Orientierung der jurassischen Strukturen ist nicht bekannt. Es muss angenommen werden, dass die Störungen im Untergrund parallel zu den Falten an der Oberfläche verlaufen. Es sind also sowohl etwa E-W-verlaufende Störungen in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale und mindestens eine etwa N-S-verlaufende Störung im Bereich der Unnutze notwendig. Möglicherweise liegt der Liegendabbriss der Achentaler Schubmasse im Bereich unter den Scharnieren der Köglalm-Antiklinale im Liegendblock der Achentaler Überschiebung.

Die Sprunghöhe der ererbten Strukturen war vermutlich nicht besonders groß. Wenn sie in der Größenordnung der Mächtigkeitsunterschiede in jurassischen Sedimenten liegt, ist sie verglichen mit der Dicke der transportierten Einheit gering. Entscheidend ist vermutlich, dass Abscherhorizonte versetzt werden und damit mechanisch unwirksam werden; PFIFFNER (1993) hat für Kalk-Mergel-Wechselfolgen gezeigt, dass ein Verhältnis $>0,5$ der Dicke einer inkompetenten zu einer überlagernden kompetenten Lage Abscherung in der inkompetenten Lage begünstigt, während die Lagen bei geringeren Werten gemeinsam verfaultet werden. Ein solches System kann durch steile Abschiebungen leicht gestört werden.

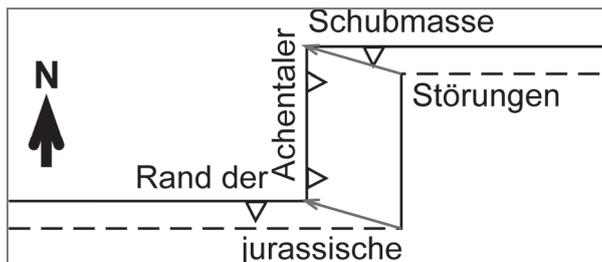


Abb. 6: Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen der Orientierung von invertierten ererbten Störungen und der Überschiebungsrichtung.

Nachdem die paläogenen, nordgerichteten Bewegungen in einem solchen System zu keiner großen Transportweite der Achantaler Schubmasse im Verhältnis führen können, ist ein älterer, kretazischer Transport notwendig. Der Betrag des kretazischen Transports wird umso größer (graue Pfeile), je näher die Transportrichtung bei der E-W-Richtung liegt.

Eine entscheidende Rolle bei diesen Überlegungen spielt die kretazische Überschiebungsrichtung. Damit bei der Inversion der ererbten Störungen der Versatz an der Achantaler Überschiebung größer sein kann als in der Thiersee- und Karwendel-Synklinale, muss die kretazische Überschiebungsrichtung in der Kartenansicht einen Winkel von weniger als 45° zu den Störungen in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale aufweisen (Abb. 6). Die von SAUSGRUBER (1994) gemessenen Störungsdatensätze an der Achantaler Überschiebung unterstützen diese These nur teilweise. Die meisten der als kretazisch interpretierten Daten zeigen ziemlich genau nach NW (45°) (Abb. 7). Dies stimmt mit den Beobachtungen von BEER (2003) im Bereich der Achantaler Schubmasse überein. Wenn die beobachtete Transportrichtung nach NW tatsächlich der kretazischen Transportrichtung entspricht, müsste der Überschiebungsbetrag in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale ähnlich groß wie an der Achantaler Überschiebung sein. Existierende Profile durch die Thiersee-Synklinale nahe des Guffert zeigen 4,5 km Versatz (BRANDNER & SAUSGRUBER, 2001). 15 km östlich von Brandenburg beträgt der Versatz 3,5 km (AUER, 2001; AUER & EISBACHER, 2003) bzw. 5,5 km (TÖCHTERLE, 2005). Das letztgenannte Profil zeigt starke Scherung im überkippten N-Schenkel der Guffert-Antiklinale, was zum Verschwinden der Überschiebungsfläche beitragen könnte (siehe Abschnitt 3.2.2, letzter Absatz). Alle Profile beruhen auf Interpretationen der TRANSALP Seismik, da die Überschiebung in der Thiersee-Synklinale an der Oberfläche nicht mehr aufgeschlossen ist.

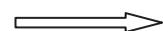
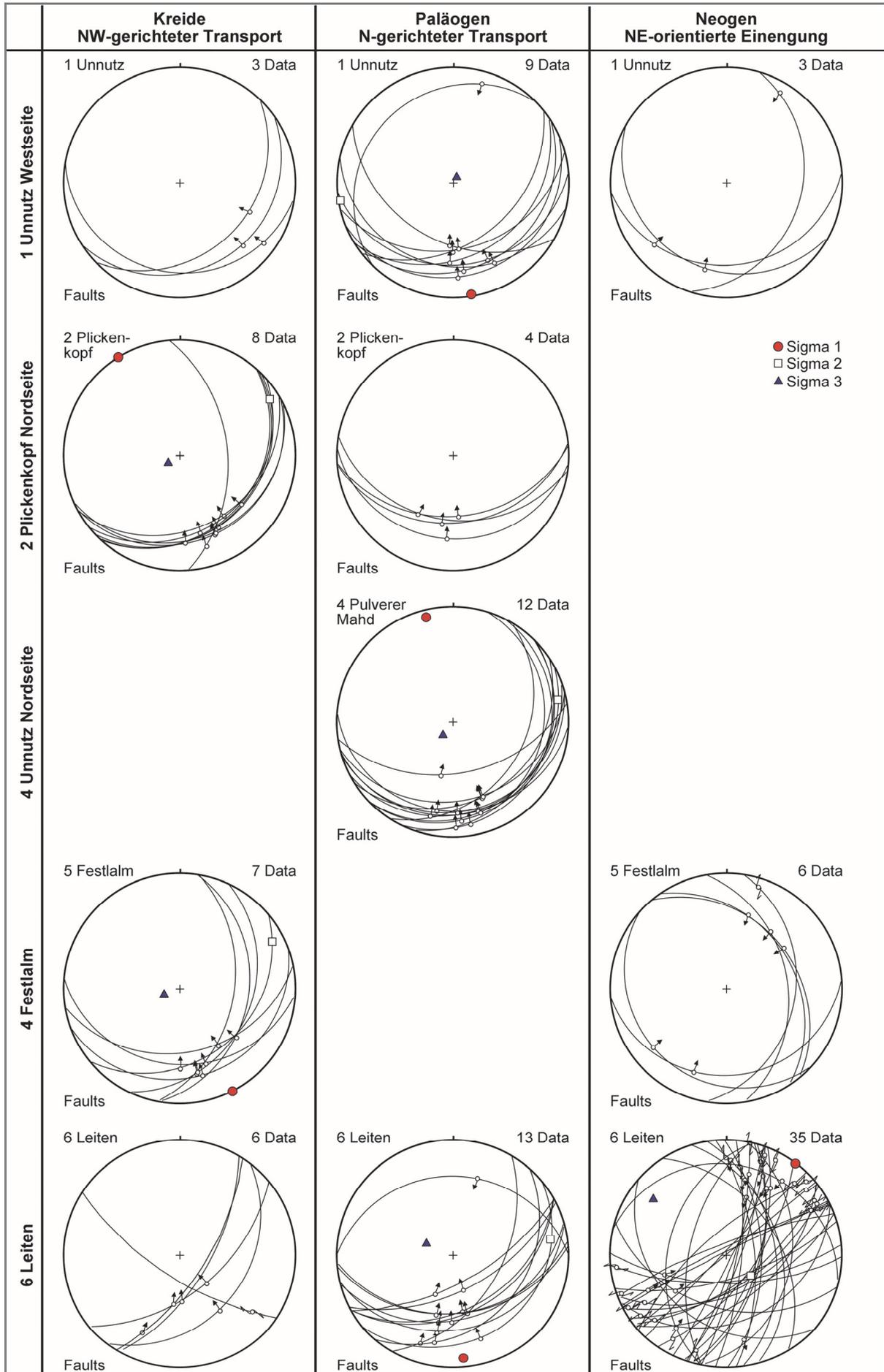


Abb. 7: Störungsanalyse an der Achantaler Überschiebung (Daten aus SAUSGRUBER, 1994). In allen untersuchten Lokalitäten ist der paläogene N-gerichtete Transport dominant. Untergeordnet konnte NW-gerichteter Transport beobachtet werden, der als kretazisch interpretiert wird. Die Nummern der Lokalitäten entsprechen den blauen Zahlen in Abb. 2.



6. Zusammenfassung

Das detaillierte Studium der Faltungsgeometrien im Bereich der Achentaler Schubmasse hat einige Neuergebnisse gebracht:

- 1) Die Achentaler Überschiebung und die Thiersee-Überschiebung können kinematisch nicht unterschieden werden, wie es frühere Bearbeiter getan haben (z. B. ORTNER, 2003; EISBACHER & BRANDNER, 1996). Die Bewegung an den Überschiebungen muss gleichzeitig erfolgt sein.
- 2) Die Bewegungen an den Überschiebungen waren mehrphasig. Die gegenwärtig beobachtete Geometrie des Hangend- und Liegendblocks der Achentaler Überschiebung kann nicht während eines einzigen Ereignisses entstanden sein, da die Faltung im Hangendblock vor allem die kretazische Verkürzung widerspiegelt, während die Faltung im Liegendblock nur den paläogenen Transport zeigt. Nur in den spröden Störungsflächen an der Achentaler Überschiebung sind beide Ereignisse erhalten.
- 3) Der gebogene Faltenzug des Guffert zum Unnutz und weiter nach Westen zur Mondscheinspitze muss durch erzwungene Faltung zustande gekommen sein, da Faltenüberprägungen im Bereich der Knickzonen fehlen. Es ist anzunehmen, dass der Knick auf die Inversion eines jurassischen Beckens zurückgeht (vgl. EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996).

Dank

H. Ortner bedankt sich bei Midland Valley, die die 3D-Modellierungssoftware Move dem Institut für Geologie und Paläontologie in Innsbruck unentgeltlich zur Verfügung gestellt haben.

Literatur

- AMPFERER, O. (1921): Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. – Jb. Geol. B.-A., 71, 198–202, Wien.
- AMPFERER, O. (1941): Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwendgebirge. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 150, 181–199, Wien.
- AUER, M. (2001): Struktur und Kinematik der nördlichen Kalkalpen im TRANSALP-Profil (Südbayern, Nordtirol). – Diss. Univ. Karlsruhe, 132 S., Karlsruhe.
- BRANDNER, R. (1985): Geologie und Tektonik – Geologische und tektonische Übersichtskarte von Tirol, mit drei Abbildungen als Beilage. – Tirol Atlas, IX, 1–12, Innsbruck.
- BRANDNER, R. & SAUSGRUBER, T. (2001): Field Trip E2: The southern margin of the Northern Calcareous Alps along the TRANSALP traverse (Rofan Mountains). – In: ORTNER, H. (Hrsg.): Field trip guide book, 5th Workshop of Alpine Geological Studies, 21–38, Innsbruck.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, 11, 792–810, Washington.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – evidence from paleomagnetism and facies analysis. – Geology, 18, 828–831, 5 Figs., Boulder.
- EISBACHER, G. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – GPM Innsbruck, 20, 389–406, 7 Figs., Innsbruck.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – Ecl. Geol. Helv., 89, 553–571, 4 Figs., 2 Taf., Basel.
- FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am Gefüge der Tiroler Alpen II (Kalkalpen, Achensee – Kaisergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 88, 337–373, Stuttgart.

- GRUBER, A. (2011): Geologische Manuskriptkarte 1:25.000, ÖK 88 Achenkirch. – Unveröff. Manuskriptkarte – österreichischer Anteil, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- NAGEL, K.H. (1975): Der Bau der Thiersee- und Karwendelmulde (Tirol). – Geotektonische Forschungen, 48, 136 S., Stuttgart.
- NAGEL, K.H., SCHÜTZ, K.I., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). – Geologische Rundschau, 65, 536–557, Stuttgart.
- ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 94, 63–77, Wien.
- ORTNER, H. & KILIAN, S. (2008): Slump structures and paleoslope: Case study in pelagic limestones of the Ammergau Formation, Ampelsbach gorge, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria. – In: WAGREICH, M. (Hrsg.): Abstracts PANGEO 2008, Journal of Alpine Geology, 49, 75–76, Wien.
- PIFFNER, O.A. (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to mechanical stratigraphy. – Journal of Structural Geology, 15, 511–521, Oxford.
- QUENSTEDT, W. (1933): Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 85, 459–461, Hannover.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures. – 700 S., London (Academic Press).
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – Tectonics, 10, 257–271, 8 Figs., 1 Tab., Washington.
- ROCHA, R. & DIAS, R. (2005): Finite strain analysis using ammonoids: an interactive approach. – Journal of Structural Geology, 27, 475–479, Oxford.
- SAUSGRUBER, Th. (1994): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 133 S., 53 Abb., Innsbruck.
- SPENGLER, E. (1953): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der nördlichen Kalkalpen (1. Teil, Westabschnitt). – Jb. Geol. B.-A., 96, 1–64, Wien.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der nördlichen Kalkalpen (2. Teil, Mittelabschnitt). – Jb. Geol. B.-A., 99, 1–74, Wien.
- SPIELER, A. & BRANDNER, R. (1989): Vom jurassischen pull-apart Becken zur Westüberschiebung der Achantaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – Abstracts zur SEDIMENT '89, GPM Innsbruck, 16, 191–194, Innsbruck.
- STORTI, F. & SALVINI, F. (1996): Progressive rollover fault-propagation folding: A possible kinematic mechanism to generate regional-scale recumbent folds in shallow foreland belts. – AAPG Bulletin, 80, 174–193, Tulsa.
- TÖCHTERLE, A. (2005): Tektonische Entwicklungsgeschichte des Südtiles der Nördlichen Kalkalpen entlang der TRANSALP-Tiefenseismik anhand bilanzierter Profile. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 91 S., Innsbruck.
- WISCHOUNIG, L. (2006): Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 105 S., 118 Figs., 12 Taf., Innsbruck.



Wege ins Freie.
Lust bekommen?

Alpenverein

- top Freizeit- und Aktivprogramme
- weltweite Freizeit-Unfallversicherung
- bis zu 50 % Hüttenermäßigung
- mehr als 200 Kletteranlagen



ÖAV
Österreichischer
Alpenverein

Wege ins Freie.



Ein Beitrag zum Vergleich von Karbonatmikrofazies, Weißmetrik und Chemismus aus dem Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Oberrhätkalk im weiteren Umkreis des Rofan-Gebirges (Tirol)

B. MOSHAMMER

I. Einleitung

Mit Hilfe der vorliegenden Arbeit werden Fakten aus unpublizierter Literatur zum Vorschein gebracht und ausgeführt. Die Analysen und Dünnschliffe stammen von Probepunkten, die am ÖK-Blatt 88 Achenkirch oder in seiner näheren Umgebung liegen (siehe Abb. 1). Die Analysen der Helligkeit/Farbe und des Chemismus sind einem Rohstoffprojekt der 1990er Jahre entnommen (MOSHAMMER & LOBITZER, 1996; MOSHAMMER, 1999, 2000). Die Bearbeitung der Karbonatmikrofazies von diesen Schliffen wurde jedoch aktuell etwas erweitert. Ziel des zurückliegenden Rohstoffprojektes war es, rohstoffkundliche Basisparameter für ausgewählte Gesteinsformationen zu erarbeiten und anhand dieser auf Kalk- und Dolomitvorkommen mit möglichst guter chemischer Reinheit und einem möglichst hohen Weißgrad hinzuweisen. Die Eigenschaften großer Helligkeit (Weiße) und chemischer Reinheit treten unter den karbonatischen Gesteinsformationen nicht allzu oft auf. Sie sind jedoch erforderlich, wenn Karbonatgesteine als Rohstoffe für die Erzeugung von Füllstoffen und in weiterer Folge für die Herstellung von Papier, Kunststoff, Farben- und Lacke in Betracht gezogen werden. Die weniger weißen bzw. dunkleren Kalksteine und Dolomite geben, allein aufgrund chemischer Reinheit, einen ebenfalls wertvollen Rohstoff für die Kalkindustrie, Stahl- und Eisenindustrie, chemische Industrie, etc. ab.

Von künstlichen (Steinbrüche, Straßenböschungen) wie auch natürlichen Aufschlüssen wurden Handstücksproben genommen. Aus ihnen wurden Dünnschliffe angefertigt sowie analysenfeine Mahlproben hergestellt, um die chemische Analytik und die Weißmessung durchzuführen. Da die Kapazität für die Analysen begrenzt war, wurden nicht von allen Proben, von denen Dünnschliffe angefertigt wurden, auch die entsprechenden Laboruntersuchungen durchgeführt.

Tabelle I: Lokalitäten, Proben und Analysen

Formation	Lokalität	Probe-Nr.	Schliff	Chemie	Weiße
Wettersteindolomit	Straßenaufschluss Außersteinberg	088/009	x	x	x
Wettersteinkalk	Straßenaufschluss Floßbach	088/010	x	-	x
Wettersteinkalk	Straßenaufschluss Steinberg Ost	088/008	x	x	x
Wettersteinkalk	Straßenaufschluss Reischer	089/009	x	x	x
Oberrhätkalk	Steinbruch Maurach	119/013-A,-B,-C	-A,-B,-C	-	-A
Oberrhätkalk	Gipfelbereich Wilde Kirche	119/066, -2	/66, -2	/66	/66
Oberrhätkalk	Wegaufschluss Pletzachalm-N	120/065-2,-3	-2,-3	-2	-2

2. Lage und Kurzbeschreibung der Probepunkte

In Abb. 1 sind die Probepunkte mit vereinfachter Topographie dargestellt. Die folgende Lage-Beschreibung bezieht sich auf die Österreichische Karte im Maßstab 1:50.000.



Abb. 1: Lage der Proben.

Wettersteindolomit

- a) Straßenaufschluss Außersteinberg (088/009): Zwischen Außersteinberg und Hinterberg am ÖK-Blattschnitt. Relativ heller, zum Teil gebankter Wettersteindolomit mit Messerstichporosität.

Wettersteinkalk

- b) Floßbach (088/010): Aufschlüsse am Forstweg südöstlich Jagdhaus Floßbach. Wettersteinkalk in Rifffazies, massig, sehr hell, zum Teil mit großen Poren, teilweise brekziös und mit grauen Mudstone-Einlagerungen.
- c) Straßenaufschluss Steinberg Ost (088/008): Ca. 200 m östlich von Kote 1082. Sehr heller, abwechselnd meter- und dezimetergebankter Wettersteinkalk mit dolomitischen Zwischenlagen.
- d) Straßenaufschluss Reischer (089/009): Waldrand westlich Gehöft Reischer, Wettersteinkalk. Nach Westen zu anschließend und fast durchgehend bis Außersteinberg ist Wettersteindolomit aufgeschlossen.

Oberrhätkalk

- e) Steinbruch Maurach (119/013): Hellbeiger Oberrhätkalk (mit Korallen, Onkoiden), der von neptunian dykes aus feinkörnigen Jurarotkalken (rot, gelb oder grünlich und teilweise reich an Gastropoden) durchzogen wird.
- f) Gipfelbereich Wilde Kirche, Kote 1711 (119/066): Aufschlüsse nördlich der Pasillalm. Oberrhätkalk, beige bis weißgrau, andeutungsweise rosa gefärbt; wenig verändertes Primärgefüge. Es stehen Riffkalke mit Korallenstotzen und Peloidkalke mit involutiniden Foraminiferen und Muschelschalen des Interriffs an.
- g) Pletzachalm-N (120/065): Wegaufschlüsse oberhalb der Pletzachalm, die sich nordwestlich von Kramsach befindet. Dichter und hellbeiger Oberrhätkalk.

3. Mikrofazies

Wettersteindolomit

Die Probe von **Außersteinberg** (088/009) zeigt einen hellen, zuckerkörnigen Dolomit, der bis mm-große, mit Kristallflächen begrenzte Poren, angeordnet im mm- bis cm-Abstand, aufweist. Der Dolomit ist idiotopisch und hypidiotopisch ausgebildet. Unter dem Mikroskop zeigt er eine mottled structure, da die meisten Kristalle etwas bräunlich gefärbt sind, aber immer wieder an helle Kristalle grenzen oder einen hellen Rand besitzen. Abgesehen von sehr dünnen, fadenförmigen Klüften ist keine Deformation erkennbar, wie etwa Vorzugsorientierung oder Spaltflächen. Die Korngröße liegt in weiten Bereichen zwischen 100 und 200 µm. Die Homogenität ist lagenweise unterschiedlich. Die Ursache dafür ist nur unter dem Binokular zu erkennen, das entgegen dem Polarisationsmikroskop noch palimpsestartig sedimentäre Strukturen zeigt. Es handelt sich dabei um Stromatactis-Gefüge, deren Fenster von den gröberen Kristallen gebildet werden, um Stromatolithe und Peloide. Große Bereiche erscheinen jedoch auch unter dem Binokular stark homogenisiert, und ihre ursprünglichen Strukturen sind durch das körnige Dolomitgefüge ersetzt worden.

Wettersteinkalk

Die Probepunkte Floßbach und Steinberg Ost liegen etwa 3 km auseinander. Ihre Mikrofazies ist einerseits vom Riff- oder riffnahen, andererseits vom lagunären Bereich geprägt. Weiter im Osten, bei **Reischer** (089/009), zeigte die Probe starke tektonische Überprägung und keine Reliktstrukturen ihrer primären Fazies.

Floßbach (088/010): Der in der Orientierung schwer definierbare Schriff zeichnet sich durch große Zementareale (Großoide) mit scheinbar untergeordnet auftretenden Organismen und durch Bereiche, die aus packstone-grainstone bestehen, aus. Eine Erklärung für das Zement-Komponenten-Gefüge wird durch zementfällende und krustenbildende Organismen geliefert: Mikroproblematika, darunter Tubiphytes(?) (vgl. SENOWBARI-DARYAN & VELLIDITS, 2007) und *Plexorama cerebriformis* MELLO, 1977 (vgl. FLÜGEL et al., 1988). Zu diesen als Sedimentfänger und Sedimentbinder agierenden Biogenen treten Kalkschwämme als Gerüstbildner hinzu. Auffällig sind weiters wenige große Gastropoden, dünne Schalen und einzelne Foraminiferen. In den Grainstone-Bereichen sind robuste Bioklasten, Peloide (von Algen und Mikroproblematika) und Rindenkörner vorhanden. Charakteristisch sind frühe, nunmehr etwas gröber rekristallisierte, bräunliche Faserzemente, dazu treten manchmal mehrphasige oder radiaxialfibrös ausgebildete Zemente auf. Wo diese Zementauskleidungen den Hohlraum nach innen zu nicht vollständig ausfüllten, wurde er mit weißem Blockzement gefüllt. Die Dolomitisierung zeigt sich in kleinen, oft noch den Calcitkern enthaltenden Kristallen von ca. 0,08 mm Größe, die fast immer vollständige Rhomben zeigen. Ihre Bildung dürfte älter sein als die Zementfüllung der Hohlräume, da sie von diesen abgeschnitten werden und in ihnen auch nicht vorkommen. Faziell handelt es sich um einen Riffkalk (oder riffnahen Kalk).

Steinberg Ost (088/008): Der Wettersteinkalk zeigt sich hier als diagenetisch überprägter, schwach dolomitisierter, lagunärer Pelbiosparit. Die dominierende Komponentengruppe bilden Algenpeloide

(algal lumps), ?Cyanobakterien, Rinden- und Aggregatkörner. Sie sind oftmals verdichtet. An Komponenten sind weiters mikritisierte dasycladale Algen, nachgeordnet Mollusken (auch molds), Foraminiferen, Ostrakoden und Schalenreste vorhanden. Die sie trennenden zementgefüllten Hohlräume bilden ein laminoides Fenstergefüge (LF-B II). Zusammenhängende, mikritumrindete und mit Sparitgefüllten Tuben und „Zentralkanälen“ ausgestattete Organismen indet. erinnern entfernt an Inozoa oder Algen. Erschwert wird ihre Identifizierung durch die starke Mikritisierung und durch die diagenetische Überprägung. Der Sedimentations- und mehrphasige Diageneseverlauf wird folgendermaßen skizziert: Frühe Zementierung der bereits stark mikritisierten Komponenten verhindert stärkere Kompaktion. Aragonitschalen wurden gelöst und zusammen mit den Interpartikelporen mit bräunlichem bladed oder drusy cement gefüllt. Verbleibende Hohlräume wurden mit hellem Blockzement verschlossen. Die Dolomitisierung ist etwas stärker ausgebildet und durchlief zwei oder drei Stadien, deren Beziehung und Abfolge aber ungeklärt ist: So dürften einmalig Dedolomit-Kristalle auftreten. Die häufigste Erscheinungsform sind jedoch vereinzelt bis kettenartig oder unregelmäßig dicht gesprossene idiomorphe, bisweilen zonierte Dolomitekristalle, die nicht in den zementausgekleideten Hohlräumen und molds vorkommen. Noch jünger sind wahrscheinlich große, „unfertige“ Satteldolomite, die sich in Klüften bildeten.

Zum mikrofaziellen Vergleich dieser Schiffe wurden Bearbeitungen aus dem regionalen Umkreis (vgl. NITTEL, 2006) und weiter entfernten Vorkommen (EMMERICH et al., 2005 cum lit.; HARRIS, 1993) herangezogen.

Oberrhätkalk

Maurach: Die drei Proben aus dem Steinbruch bilden zusammengehörige, aber unterschiedliche Environments ab. Gemeinsam ist ihnen der Biogenbestand; große Unterschiede bestehen dagegen hinsichtlich der relativen Häufigkeit bestimmter Biogene und in ihrem Aufarbeitungszustand.

I19/013-A: Biogen-Bioklastkalk, der zum einen Teil einen boundstone, zum anderen Teil einen rudstone/grainstone darstellt. Die untere Hälfte kann als Lumachelle (pelecypod coquina, vgl. STANTON & FLÜGEL, 1989, Taf. 44) bezeichnet werden und beinhaltet eine Ansammlung von robusten Lamellibranchiaten (auch ostreaartigen) und Porifera (diverse Calcispongia, gesichert *Salzburgia variabilis* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, 1979. Vgl. SCHÄFER, 1979, Taf. 15). Nachgeordnet treten Gastropoden, Echinodermen, fraglich Brachiopoden, u. a. Biogene indet. auf, die von Alpinophragmium sp. und weiteren Mikroproblematika inkrustiert sind. Zwischen den dicken Muschelschalen treten große palisadenzementgefüllte Hohlräume auf. Die obere Schlichthälfte wird aus unter turbulenten Bedingungen abgelagertem, etwas resedimentiertem, bioklastischem Grob- und Feinschutt gebildet, in dem ebenfalls dickschalige, mäßig eingeregelt Lamellibranchiaten auftreten. Weiters finden sich Brachiopoden, Schwammfragmente, Echinodermen, relativ viele Foraminiferen und nach oben hin zunehmend inkrustierende Foraminiferen (*Planiiinvoluta* sp.) sowie feinerer bioklastischer Detritus. Die Schalenerhaltung ist, bis auf die durch blockigen Calcit ersetzten Aragonit-Schalen, sehr gut. Es handelt sich somit um ein im hochenergetischen Riffbereich gebildetes Sediment.

I19/013-B: Der Schliff enthält vorwiegend rhätischen Anteil und zu einem geringen Teil eine Spaltenfüllung des hohen Unterjura.

Der Rhätanteil stellt sich als Onkoid/Rindenkorn-Echinodermen-Mikrosparit bzw. Echinodermen-Onkoid-Packstone-Floatstone dar. Das Gefüge variiert, indem die Komponenten lockerer oder dichter gepackt und gröber oder feiner sind und auch unterschiedliche Sortierung aufweisen. Die Kerne der mikritisierten, sehr gut gerundeten Komponenten sind aufgrund intensiver diagenetischer Strukturvereinheitlichung oft nicht identifizierbar. Es handelt sich vermutlich um Schwamm- und Algenreste, aber auch um Aggregatkörner. Zirka die Hälfte der Komponenten wird von Echinodermen (vorwiegend vermutlich Crinoiden), die mitunter aufgrund von Anbohrungen und Mikritisierung dünne Mikritsäume zeigen, gebildet. Syntaxialer Rim-Zement ist nur ausnahmsweise vorhanden. Die Hauptmasse wird von feinem biogenem Detritus, Peloiden und von zu Mikrosparit vergrößertem Mikrit gebildet. Neben losen kleinen Schalenklasten kommen häufig *Problematicum 4* FLÜGEL (vgl. SADATI, 1981, Taf. 61), unvollständige Mikrit-„Hüllen“ und Foraminiferen vor. Die Packungsdichte, Größe der Komponenten und Sortierung sind variabel. Sieht man von einem Bereich nahe der Spaltenfüllung ab, wo einheitlich kleinere Echinodermaten und Onkoide Imbrikation zeigen, sind die Komponenten

größer (selten bis 2 mm), schlecht sortiert und verschieden dicht angeordnet. Dieser rhätische Fazies-typ gehört der Onkoid-Fazies an.

Die Grenze zur Spaltenfüllung besteht aus einer unregelmäßig dünnen, stylolithartigen, meist gut durchscheinenden, rotbraunen Kruste. Eine Hartgrundbildung ist nicht verifizierbar. Dennoch wird vermutet, dass diese Kruste eher sedimentären als drucklösungsbedingten Charakter aufweist.

Die Spaltenfüllung bildet ein rötlicher, mikritischer, wenig Biogene und Bioklasten führender mudstone. Seltene Foraminiferen, Schwammspicula und ?Radiolarien sind identifizierbar. Höchst ungewöhnlich und einmalig gegenüber den anderen Biogenen ist der Erhaltungszustand einer vermuteten *Protoglobigerina* sp., die ein oxidiertes, braunes Gehäuse aufweist und ohne Sedimentfüllung eingebettet wurde. Ihr Innenhohlraum wurde spätdiagenetisch mit farblosem, pro Kammer optisch einheitlichem Calcit geschlossen.

I 19/013-C: Dichtest gepackter, schlecht sortierter, bioklastischer rudstone-packstone mit teilweise starker Bioturbation. An Biogenen sind große Megalodontenklasten und sehr viele Echinodermen in allen Größen vorhanden, darunter viele Seeigelstacheln. Hinzu kommen viele unbekannte Schalenklasten (segmentiert), weiters vermutete Arthropoden- und fragile Bryozoenreste und viele Foraminiferen. Letztere bilden oft auch agglutinierte Formen. Inkrustierende, mikritabscheidende Mikroben dürften etwas zur Matrix und Sedimentstabilisierung beigetragen haben. Kleine Pellets beweisen die Wühltätigkeit. Möglicherweise ist Korallen-Detritus beteiligt. Robuste Schalenklasten mit erhaltener, faserig-welliger Internstruktur könnten von Brachiopoden stammen. Mikritisierung aufgrund von Pilzwachstum ist in zementgefüllten Hohlräumen zu beobachten. Als Zement tritt nur die helle grobblockige Form auf. Feststellbar sind Kristallvergrößerung und granularer bis grobblockiger Ersatz aller Aragonitanteile. In manchen molds wurde etwas Siltit abgelagert, bevor sie mit Blockzement geschlossen wurden. Das intensiv mechanisch fragmentierte, bioklastische Sediment spiegelt hochenergetische Ablagerungsbedingungen im etwas tieferen Bereich wider. Nach der Ablagerung dürfte, während einer ruhigen Phase, intensive Verwühlung, Sedimentstabilisierung durch Foraminiferen und durch von Mikroben gebildeten Mikrit möglich gewesen sein. Rifforganismen sind hier aufgrund der Fragmentierung nur selektiv erhalten (Korallen-Bruch?), aber SCHÄFER (1979) führt an, dass Echinozoen gerade über dem Riffbereich angetroffen werden können und auch Lumachellen in lateraler Verbindung zu einem Riff auftreten können.

Wilde Kirche: Dieses als Riff und riffassozierte Schelfbereiche vorliegende oberste Kalk-Plateau des Schoberberges wurde von RIEDEL (1988) und SATTERLEY et al. (1994) bearbeitet. Die hier beschriebenen Proben entsprechen zwei darin enthaltenen Faziestypen.

I 19/066: Riffkalk (framestone-bafflestone) mit Korallen (einzelne Quer- und Schrägschnitte von ?*Retiophyllia* sp. sowie ?*Montlivaltia* sp.) und randlich mikritisierte und intern rekristallisierte Calcispongia (Inozoa?) als In-situ-Gerüstbildner. Den übrigen, mengenmäßig aber dominanten Anteil bildet ein wackestone mit Fenstergefügen. Inkrustierende Organismen ummanteln und besiedeln die vermutlich abgestorbenen Korallen und Porifera und treten auch im Biomikrit auf. Sehr wahrscheinlich handelt es sich unter anderem um *Problematicum* A OHLEN, 1959 und um *Bacinella irregularis* RADOICIC, 1959 (vgl. SCHÄFER, 1979, Taf. 18). Das zwischen den Riffbildnern abgelagerte Sediment enthält massenhaft auftretende Foraminiferen, dazu kommen kleine Gastropoden, sessile Brachiopoden (?), Schalen-, Krusten- und Spongien-Klasten sowie z.T. größere Echinodermen und einige Ostrakoden. Ihre Anordnung ist unsortiert und unregelmäßig und manchmal dicht gepackt. Primäre Hohlräume dürften mit Anlagerungsgefügen und Schirmporosität, moldic porosity und mit Gasblasen zusammenhängen, da in den Hohlräumen mitunter Foraminiferen und Intraklasten auftreten. Das Sediment lässt Verwühlung erkennen. Die Fenstergefüge zeigen die geringe Kompaktion des Sediments und sind mit hellem blockigem Zement ausgefüllt. Am Sediment-Hohlraum-Kontakt sind öfters isopache, schemenhaft fibröse oder granulare Zemente sowie einmal Hundezahn-Zement erhalten. Ein bräunlicher, radially auslöschender, mosaikartiger, zum Teil drusiger Zement ist um das Calcispongium vorhanden.

I19/066-2: Dichtest gepackter, pelbioklastischer packstone (sehr untergeordnet grainstone). In den größeren Anteilen sind Klasten von Calcispongia, Gastropoden, Echinodermen, Krusten der Mikroproblematika (Lithocodium, vgl. RIEDEL, 1988, Taf. 26), Foraminiferen und Schalenklasten indet. erkennbar. Sedimentbildend im feineren Bereich sind feiner Biodetritus und Pelloide. Darin schwimmen, mit zunehmender Größe zahlenmäßig abnehmend, große Rindenkörner (randlich mikritisierte, sonst stark rekristallisierte Schwammreste und andere Bioklasten), Onkoide und seltener Intraklasten. Die Sortierung und Einregelung des Sediments variiert. Die genetische Interpretation des Sediments geht von einem mikritisierten und verwühlten Riffdetritus aus, der durch Wellenaktivität zerkleinert und resedimentiert wurde. Bei dieser Aufarbeitung wurden die Komponenten, je nach Fragilität bzw. Resistenz unterschiedlich stark zerkleinert. Durch den Transport kam es zu Sortierung und nach der Resedimentierung scheint das Sediment noch durchwühlt worden zu sein. Im Vergleich mit RIEDEL, 1988, könnte es am unteren slope abgelagert worden sein. Tektonische Deformation wirkt am Erscheinungsbild durch duktile Verformung, Drucklösung, Rekristallisation und Bildung der calcitischen Adern mit. Die bräunliche Farbe wird durch dünne Säume von Drucklösung, aber auch durch spätere Infiltration – im Zuge von Verkarstung? – hervorgerufen.

Pletzachalm-Nord

Der hier auftretende Oberrhätalk ist mit dem Ursprungsgebiet des Bergsturzes von Kramsach und Hagau vergleichbar. Er zeigt stärker lagunäre als riffbeeinflusste Ausprägung.

Es handelt sich um float-, pack- und grainstones. Charakteristisch sind rekristallisierte Involutiniden (*Triasina hantkeni* MAJZON, 1954, *Aulotortus* sp. etc.), die in einem feinkörnigen Pelbiointrasparit-/mikrosparit liegen. Dazu kommen im Schliff I20/065-2 millimetergroße, mikrobiell-onkoidische runde Gebilde mit Kernen, die vor allem aus inkrustierenden Cyanophyceen und/oder Mikroproblematika, Intraklasten (Aggregatkörnern) sowie Resten von Calcispongia, *Triasina hantkeni* und Bryozoen bestehen. Neben zahlreichen Foraminiferen, unter anderem agglutinierenden Formen, sind in der pelbiodetritischen Grundmasse vermutlich auch Reste von Dasycladaceen vorhanden. Genetisch handelt es sich um einen Ablagerungsraum mit eher niedriger Wellenenergie, in dem die großen Onkoide, die als relativ autochthon angesehen werden, entstanden sind, und der die Mikritisierung und Pelloidbildung begünstigte. Trotzdem war das Sediment etwas durchspült und wurde, wo es nicht stark verdichtet vorliegt, sparitisch gebunden. Dies kommt vor allem im Schliff I20/065-3 zum Ausdruck, da hier kleine Fenstergefüge bei lockerer Pelloid- und Komponenten-Packung erhalten sind. Ein größerer Stromatactis-Hohlraum zeigt basal eine dichte Mikritlage. Biomolds, aufgrund von Lösung und Rekristallisierung in fast allen größeren Komponenten erkennbar, auffällig aber in Involutiniden, sind manchmal geopetal verfüllt. Obwohl Pellets selbst selten erhalten sind, dürften die dominanten Pelloide und die Mikritherkunft zum Teil auch mit Bioturbation zusammenhängen. Die Entschichtung des Sedimentes ist ein weiteres Indiz dafür. Die Rekristallisation ist vor allem im zweiten Schliff ausgeprägt. Die Zementfüllungen zeigen manchmal feinen randständigen Drusenzement und hauptsächlich groben Blockcalcit. Das Stromatactis-Fenstergefüge besteht aus braunem, überprägtem, radiaxialfibrösem Zement und innerem hellem Blockzement. Zementationsunterbrechungen sind nur mehr reliktsch erkennbar. Die tektonische Beanspruchung ist in I20/065-2 stärker ausgeprägt und führte zur Bildung von unregelmäßigen, z.T. mehrphasigen oder mit Scherung deformierten Calcitadern und Drucklösung. Letztere äußert sich auch in feinen Stylolithen, die mitunter etwas offen und der Verwitterung zugänglich sind. Das Paläoenvironment war das einer Lagune. Der Einfluss von einem Riff ist nicht deutlich dokumentiert. Der vielversprechenden palökologischen Aussagekraft der Foraminiferenfauna (vgl. PILLER, 1978 cum lit.) konnte hier zeitbedingt nicht nachgegangen werden.

4. Geochemie

Die angegebenen Elemente wurden mit einer Kombination von Nasschemie und AAS analysiert; der Glühverlust wurde gravimetrisch bestimmt. Die Nachweisgrenzen betragen für SiO₂ 0,002 % und für Al₂O₃ 0,001 %. Die Anteile an Calcit, theoretischem Magnesit und Dolomit ergeben sich stöchiometrisch.

Tabelle 2: Chemische Zusammensetzung der Proben: Wichtigste Haupt- und Nebenelemente (<Ng: Wert unter der Nachweisgrenze).

Probe	SiO ₂ Gew-%	Al ₂ O ₃ Gew-%	Fe ₂ O ₃ Gew-%	MgO Gew-%	CaO Gew-%	Na ₂ O Gew-%	K ₂ O Gew-%	GV Gew-%	CaCO ₃ Gew-%	MgCO ₃ Gew-%
Wettersteindolomit										
088/009	<Ng	<Ng	0,01	22,20	29,90	0,04	0,03	47,6	53,36	46,44
					CaMg(CO ₃) ₂		99,86	CaO/MgO		1,35
Wettersteinkalk										
088/008	<Ng	0,01	0,01	1,38	54,50	0,02	0,03	43,4	97,27	2,89
					CaMg(CO ₃) ₂		6,35			
089/009	<Ng	<Ng	0,01	14,0	39,8	0,07	0,04	46,1	71,03	29,3
					CaMg(CO ₃) ₂		64,04			
Oberrhätalk										
119/066	0,15	0,10	0,05	0,55	55,30	0,05	0,05	43,50	98,70	1,16
					CaMg(CO ₃) ₂		2,53			
120/065-2	0,01	0,08	0,05	0,54	54,80	0,03	0,05	44,20	97,81	1,12
					CaMg(CO ₃) ₂		2,46			

Die Analyse der Probe von Wettersteindolomit zeigt Reinstdolomit. Weder Calcit-Überschuss noch Verunreinigungen sind enthalten.

Die Wettersteinkalk-Analysen wurden nur von den Proben Steinberg Ost (088/008) und Reischer (089/009) durchgeführt. Letztere war mikrofaziell aufgrund der Tektonisierung nicht auswertbar. Im Bedarfsfall wäre eine Geländeaufnahme notwendig, um festzustellen, wieweit hier Wechselbereiche von Dolomit und Kalkstein bestehen. In der Probe Steinberg Ost aus der Mikrit-?Algen-Aggregat-kornfazies mit Fenstergefügen spiegelt sich die mehrphasige Dolomitierung (fraglich vollständige Dedolomitierung, zonierte Dolomite, Satteldolomite) mengenmäßig als Anteil von ca. 6 % Dolomit wider.

Was alle drei chemischen Analysen aus dem Wettersteinkalk- und -dolomitniveau verdeutlichen, ist die Abwesenheit von Nichtkarbonaten (= Verunreinigungen). Bei unterbliebener Dolomitierung sind unter den Wettersteinkalken auch sehr reine Kalksteine möglich, wie hier die Probe Steinberg Ost (088/008) mit einem stöchiometrischen Calcit-Gehalt von 97 % verdeutlicht.

Die Oberrhätkalke, sowohl in Riff- als auch in riffernerer Fazies, zeigen mit über 98 % CaCO₃ sehr reinen Chemismus. Der Anteil an theoretischem Magnesiumkarbonat liegt bei ca. 1,2 %. Es ist wahrscheinlich, dass dieser nicht als Dolomit, sondern als Hoch-Magnesium-Calcit in Biogenen wie Echinodermen vorliegt. Auffallend ist hier, dass Spuren von Silikaten erwähnenswert sind (ca. <0,5 %), was nichtsdestoweniger ebenfalls sehr reine Kalke ergibt. Für die Faziestypen von Maurach liegen keine chemischen Analysen vor.

5. Farbeigenschaften

Die mittels Zweistrahl-Spektralfotometer ausgeführte Weißmessung wurde an der glatten Oberfläche von aufgemahlenem und zu Tabletten verpresstem Gesteinspulver der Fraktion <63 µm durchgeführt. Sie misst den unter normierten Bedingungen wahrgenommenen Farbeindruck und stellt ihn in physikalischen Farbräumen dar (Normvalenzsystem X, Y, Z, x, y; L*a*b*-System), die auf den Wert Y = 100 vom Idealweiß (synonym Unbunt) normiert sind. Zusätzlich existieren spezielle industrielle

Kennwerte, von denen hier der Gelbwert (abgekürzt GW, synonym Index) und die Remission bei der Wellenlänge 460 nm (R460) angeführt sind. Die exakte Durchführung ist in MOSHAMMER & LOBITZER (1999) beschrieben.

Tabelle 3: Farbmaßzahlen und Weißgrade der Proben für Lichtart D65/10° CIE 1964.

	X	Y = Ry	Z	x	y	L*	a*	b*	R460	GW
Wettersteindolomit										
088/009	82,42	86,78	89,05	0,3192	0,3360	94,65	0,28	2,85	83,53	5,67
Wettersteinkalk										
088/010	80,94	85,16	87,13	0,3196	0,3363	93,95	0,39	3,01	81,71	6,10
088/008	84,01	88,38	90,46	0,3196	0,3362	95,32	0,42	3,02	84,93	6,06
089/009	85,57	90,11	93,32	0,3181	0,3350	96,04	0,25	2,29	87,41	4,55
Oberrhätalk										
119/013-A	84,41	88,81	90,63	0,3199	0,3366	95,50	0,39	3,21	85,08	6,40
119/066	82,32	86,65	88,92	0,3192	0,3360	94,59	0,33	2,84	83,37	5,69
120/065-2	84,48	88,89	90,82	0,3198	0,3365	95,53	0,39	3,14	85,31	6,25

Zum Probenvergleich werden der Hellbezugswert / Normfarbwert Y (entspricht „Grünfilter“ R_y des historischen Dreibereich-Verfahrens) und der Gelbwert herangezogen.

Am höchsten ist der Hellbezugswert Y des tektonisierten Wettersteinkalkes mit 90, sein GW beträgt 4,6. Er wird gefolgt von der Probe aus Wettersteindolomit, dem etwas stärker tektonisierten Wettersteinkalk und den helleren Oberrhätalk-Proben mit Werten von Y 88–89 und GW >6. Daran schließen die etwas weniger hellen Proben des Wettersteinkalkes (Probe Floßbach 088/010) aufgrund mikritbindender Organismen und des Oberrhätalkes mit höherem Mikritanteil, aber auch wegen des feinen, verwitterungsbedingten Eiseninfiltrates (Wilde Kirche 119/066) mit Y ca. 85–86 und GW um 6.

Zu diesen Werten ist festzustellen, dass ein Y-Wert von 90 für nichtmetamorphe Kalksteine beachtlich ist. Industriell interessant sind diesbezüglich eher Marmore, die höhere Y-Werte erbringen können (-95). Der Gelbwert sollte so niedrig wie möglich sein, liegt aufgrund des auch bei sehr hellen Karbonatgesteinen fast unumgänglichen beigen Farbtones, aber selten unter den hier beschriebenen. Die tektonisierten oder auch beginnend metamorph überprägten Karbonatgesteine sind üblicherweise heller, was mit den meist mit weißem Calcit gefüllten Klüften und Rekristallisierungserscheinungen zusammenhängt.

6. Zusammenfassung

Die vorgestellten Mikrofazies-Typen aus dem Wettersteinkalk-Wettersteindolomit-Niveau sowie aus dem Oberrhätalk sind flachmarine Bildungen und zumeist in Riff- oder Lagunenbereichen unter unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen sedimentiert worden.

Unter Bezug auf frühere Bearbeitungen wird anhand der Mikrofazies versucht die entsprechenden Paläoenvironment-Zuordnungen vorzunehmen. Der Chemismus zeigt sehr reine Karbonatgesteine. Die Helligkeit zeigt leichte Differenzen. Im Vergleich mit sedimentären Karbonatgesteinen sind Y-Werte ab 90 beachtenswert und hier teilweise verwirklicht. Mit den Untersuchungen werden allerdings nur punktförmige Aussagen als erste Anhaltspunkte für weitere quantitative Qualitätsabschätzungen getroffen.

Hinweis: Abbildungen der Mikrofaziestypen werden auf einem Poster bei der Arbeitstagung präsentiert.

7. Literatur

- EMMERICH, A., ZAMPARELLI, V., BECHSTÄDT, T. & ZÜHLKE, R. (2005): The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: the Latemar (Dolomites, Italy). – *Facies*, 50, 573–614, 28 Abb., 2 Tab., Erlangen.
- FLÜGEL, E., RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1988): *Plexoramea cerebriformis* MELLO, ein häufiges Mikrofossil in triadischen Flachwasserkalken: Alge oder Pilz?. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 34/35, 263–277, 3 Taf., Wien.
- HARRIS, M.T. (1993): Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. – *Sedimentology*, 383–401, 14 Abb., Oxford.
- MAJZON, L. (1954): Contributions to the Stratigraphy of the Dachstein Limestone. – *Acta geol. Hung.*, 2, 3/4, 243–249, Budapest.
- MELLO, J. (1977): *Plexoramea cerebriformis* n. gen. n. sp. and some other microproblematics and microfossils from Triassic limestones of the West Carpathians. – *Zapadne Karpaty, ser. paleont.*, 2-3, 189–202, 1 Abb., 6 Taf., Bratislava.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. Zusammenfassender Bericht Projekt Ü-LG-038/94-98. – *Ber. Geol. B.-A.*, 48, 33 Bl., 3 Tab., 46 Karten, Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (1996): Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z.T.). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94-95, *Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv*, 57 Bl., 14 Abb., 7 Tab., 13 Taf., 7 Blg., Anh., Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (2000): Weißmetrik und Geochemie ausgewählter österreichischer Kalkstein- und Marmor-Vorkommen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 91 (1998), 63–77, 3 Abb., 4 Tab., Wien.
- NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – *Geo. Alp*, Vol. 3, 93–145, 18 Abb., 12 Taf., Innsbruck.
- OHLEN, H.R. (1959): The Steinplatte reef complex of the alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – Unveröff. Diss. Univ. Princeton, 123 S., 20 Tab., 40 Taf., Princeton.
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. – *Beitr. Paläont. Österreich*, 5, 1–104, 16 Abb., 23 Taf., Wien.
- RIEDEL, P. (1988): Facies and Development of the “Wilde Kirche” Reef Complex (Rhaetian, Upper Triassic, Karwendelgebirge, Austria). – *Facies*, 18, 205–218, 4 Abb., 2 Taf., Erlangen.
- SADATI, S.-M. (1981): Die Hohe Wand: ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – *Facies*, 5, 91–164, 15 Abb., 10 Tab., Erlangen.
- SATTERLEY, A.K., MARSHALL, J.D. & FAIRCHILD, I.J. (1994): Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Sedimentology*, 41, 935–950, Oxford.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen („Oberrhät“-Riff-Kalke, Salzburg). – *Facies*, 1, 3–245, 46 Abb., 18 Tab., 21 Taf., Erlangen.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1979): Neue Kalkschwämme und ein Problematikum (*Radiomura cautica* n. g., n. sp.) aus den Oberrhät-Riffen südlich von Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 70/1977, 5, 17–42, 2 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & VELLEDDITS, F. (2007): *Axopora aggtelekensis* SCHOLZ, 1972, originally described as hydrozoa, is attributed to the new genus *Anisophytes* (Cyanophyta?). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113, 3, 357–368, 3 Abb., 3 Taf., Mailand.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte “Reef” (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, 20, 1–138, 33 Abb., 2 Tab., 53 Taf., Erlangen.

Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials

J.M. REITNER

Das Inngletscher-Gebiet (s. Abb. 1), eine Typusregion des Würm-Glazials (Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, SEQS; CHALINE & JERZ, 1984), steht schon lang im Fokus der wissenschaftlichen Forschung. So basieren entscheidende Erkenntnisse zur Mehrphasigkeit der alpinen Vergletscherung auf Evidenzen aus dem Inntal und dessen Umgebung (s. PENCK, 1882). Basierend auf einer Reihe von Vorarbeiten wurde in den 1980er Jahren im Rahmen der SEQS der Versuch unternommen, den letzten Glazialzyklus, das Würm-Glazial ($\sim 130 \pm 11,7$ ka), auf Grundlage litho- und biostratigraphischer Kriterien in Früh-, Mittel und Spätwürm bzw. Unteres, Mittleres und Oberes Würm (s. Abb. 2) zu gliedern (CHALINE & JERZ, 1984). Im Folgenden wird ein kurzer Abriss zur Klimaentwicklung, zur Chronologie der Vergletscherung und glazialen Dynamik (s. Abb. 3) auf Grundlage der Evidenzen im Inngletschersystem und benachbarter Gebiete gegeben.

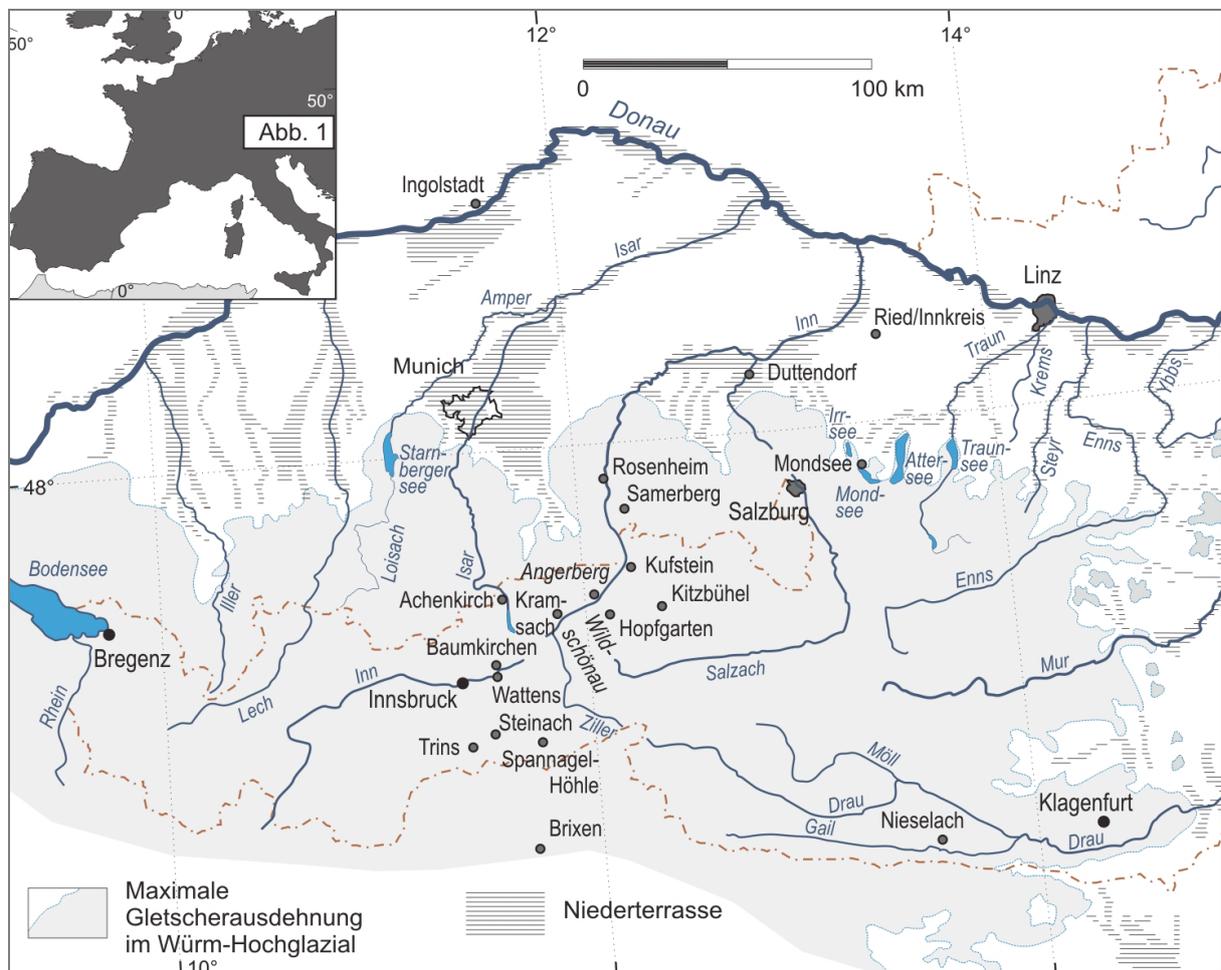


Abb. 1: Karte der quartären Landschaft von Österreich mit der Maximalausdehnung der letzten Vergletscherung im Würm-Hochglazial und deren Schmelzwasserablagerungen (Niederterrasse) (nach VAN HUSEN, 2000; modifiziert aus VAN HUSEN & REITNER, 2011). Alle im Text erwähnten Lokalitäten sind in dieser Abbildung zu finden.

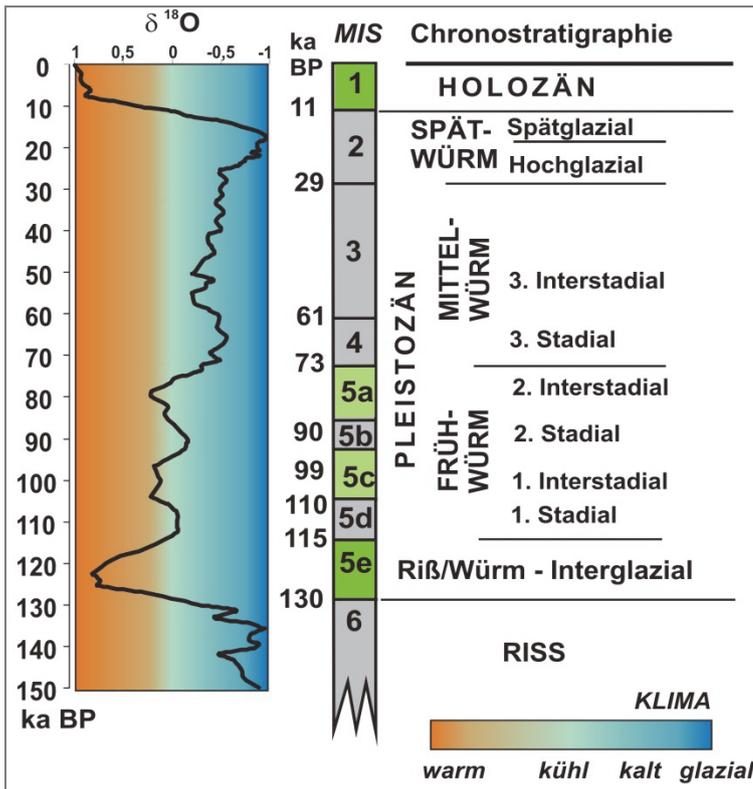


Abb. 2: SPECMAP mit Zeitskala und den Marinen Isotopenstufen (MIS) nach MARTINSON et al. (1987) sowie mit der Nomenklatur nach CHALINE & JERZ (1984). Die Grenze zwischen Mittel- und Jungpleistozän liegt zwischen MIS 6 und MIS 5e. MIS mit gut definierten Waldphasen sind grün markiert.

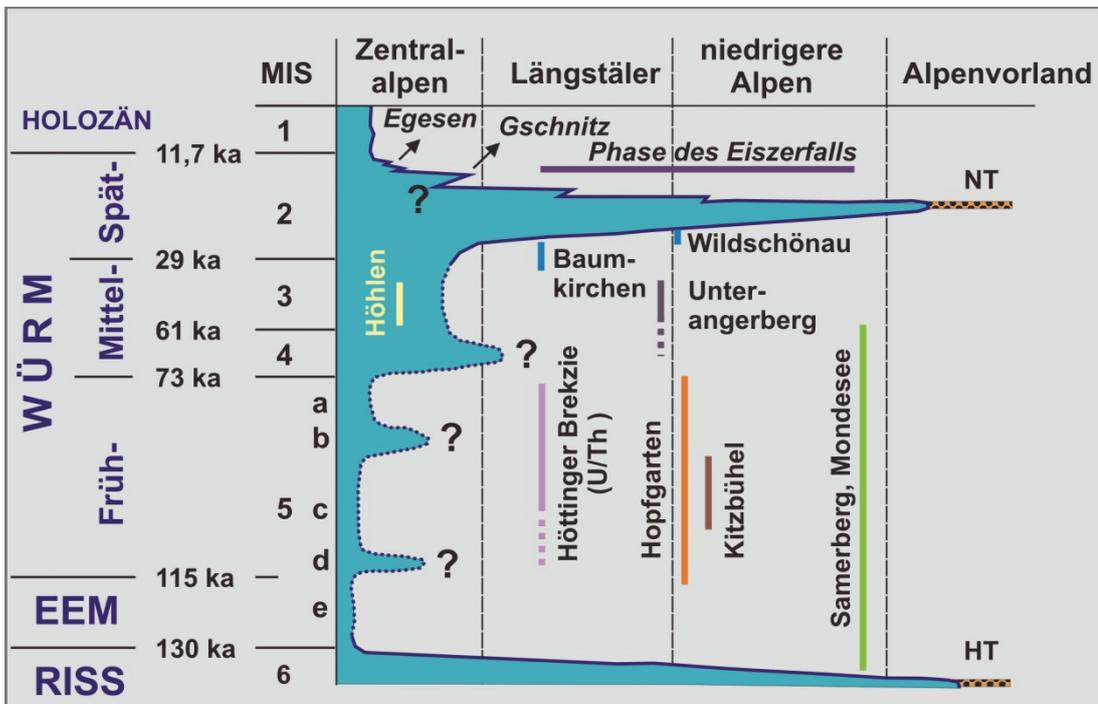


Abb. 3: Zeitliche Entwicklung der Eisausdehnung (aus VAN HUSEN, 2000) sowie schematische Darstellung der zeitlichen Reichweite der im Text erwähnten Klimaarchive.

Riß/Würm-Interglazial (Eem; MIS 5e) – Frühwürm (MIS 5d–5a)

Geologische Evidenzen für das Riß/Würm-Interglazial (Eem, ~130–115 ka BP; ~ Marine Isotopenstufe – MIS 5e) sind im Inngletschersystem spärlich. Belege für die Höhenlage des Talbodens im Inntal während dieser Zeit fehlen bis dato. Palynologische Daten von der Lokalität Samerberg (GRÜGER, 1979) und auch von Mondsee (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) belegen für den Höhepunkt eine Eichenmischwald-Vegetation unter etwas wärmeren Bedingungen als heute (mittlere Jahrestemperatur $+2 \pm 0,6$ °C nach Speleothemdaten, MEYER et al., 2008; etwa 2 °C höhere Sommertemperatur nach Pollendaten, KLOTZ et al., 2004). Am Übergang zum Würm-Glazial im Speziellen zum Frühwürm (FW; 115–73 ka) brachen die Wälder rasch zusammen (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). Am Alpenrand herrschte während des 1. FW-Stadials eine Vegetation typisch für eine Waldgrenzsituation mit kleinen Baumgruppen bestehend aus *Pinus* (Kiefer), *Pinus cembra* (Zirbe) und *Salix* (Weide). Sauerstoffisotopendaten aus Höhlen (z. B. Entrische Kirche / Ausgang Gasteiner Tal; MEYER et al., 2008) deuten auf geringere Temperaturen – um 6–9 °C (5–7 °C) im Winter und bis zu 3,5 °C im Sommer (gegenüber dem vorhergegangenen interglazialen Niveau) – hin. Mächtige Sedimentfolgen in Hopfgarten (Brixental) belegen, dass während der beiden FW-Stadiale (MIS 5d & MIS 5b) infolge der Absenkung der Frostschuttgrenze eine starke Aggradation (Talaufhöhung) erfolgt war. Die Lokalgletscher erreichten allerdings in den Tälern der Kitzbüheler Alpen nicht einmal die Maximalausdehnung während des Würm-Spätglazials (s. REITNER, 2005, 2007). Diese generell geringe Eisausdehnung spiegelt sich auch in Calcit-Zementen der Höttinger Brekzie wider, deren Isotopie und U/Th-Datierungen für MIS 5c–5a Eisfreiheit im Raum Innsbruck bezeugen (SPÖTL & MANGINI, 2006). Mit dem 1. FW-Interstadial setzt erneut die Wiederbewaldung ein, wobei Fichtenwälder mit zum Teil Eichenmischwald-Elementen bzw. Tanne (*Abies*) dominierten. Dokumente dieser günstigen Klimaphase liegen insbesondere im Tal der Kitzbühler Ache vor, wo über Schieferkohlen und anderen organische Reste führenden Ablagerungen bei Aurach, Kitzbühel und St. Johann ein Talbodenniveau (40–70 m über Heutigem) rekonstruiert werden konnte (REITNER & DRAXLER, 2002; REITNER, 2005). Als Folge des erneuten Klimarückschlages des 2. FW-Stadials (MIS 5b) konnten sich am Alpenrand nur mehr kleinere oder größere Baumgruppen bestehend aus Föhren und Zirben halten (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). Diesem folgte die Fichtenwald-Phase des 2. FW-Interstadials, das allerdings deutlich kühler getönt war als das vorhergegangene Pendant (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000).

Inwiefern das Frühwürm auch der Bildungszeitraum zumindest eines Teiles der mächtigen Höttinger Brekzie war, wie es Lumineszenz-Datierungen von zwischengeschalteten lössähnlichen Ablagerungen (GEMMELL & SPÖTL, 2009) andeuten sowie U/Th-Alter von Zementen (SPÖTL & MANGINI, 2006; OSTERMANN, 2006) möglich erscheinen lassen, ist derzeit noch nicht befriedigend geklärt.

Die prägende Bedeutung gravitativer Prozesse für die Gestaltung des Talraumes im Frühwürm ist jedenfalls aus den neuesten Untersuchungen vom Unterangerberg (Unterinntal) ersichtlich. So belegen neueste Lumineszenzdatierungen von R. Starnberger (Institut für Geologie, Universität Innsbruck), dass die Platznahme der ursprünglich für tektonische Schollen gehaltenen und erst unlängst als Gleitmassen erkannten „Bergstürze“ vom Butterbichl (GRUBER et al., 2009) und Mariastein (GRUBER, 2009) sehr wahrscheinlich in diesem Zeitraum erfolgt war.

Mittelwürm (MIS 4–3) und Übergang zum Spätwürm (MIS 2)

Die erste Phase des Mittelwürms (73–29 ka) zwischen 73 und 60 ka (MIS 4) ist in den Pollenprofilen des Alpenrandes (Mondsee und Samerberg) z. T. durch starke Sedimentumlagerung gekennzeichnet und nur bruchstückhaft erhalten, sodass detaillierte paläoklimatische Aussagen nicht möglich sind (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). In Summe wird aber Waldlosigkeit angenommen (GRÜGER, 1979). So belegt auch der Pollengehalt der Bändertone von Schabs (nördlich Brixen / Südtirol in 160 m über heutigem Talboden), welcher aufgrund der Datierung eines Wacholderastes ein ¹⁴C-Alter von $64,4 \pm 0,4$ ka BP aufweist (FLIRI, 1978), eine offene Kaltflora, eventuell eine Kältesteppe (FLIRI,

1973b). Damit ist weiters für diesen Zeitraum eine starke fluviatile Schüttung (Aggradation) unter sehr kühlen und trockenen Klimabedingungen dokumentiert. Bis jetzt sind aber keine dieser Phase zuordenbaren glazigenen Ablagerungen gefunden worden, die Aufschlüsse über die Paläogeographie und insbesondere die damalige Gletscherausdehnung geben.

Der jüngere Mittelwürmabschnitt (MIS 3, 60–29 ka) ist gemäß den Grönland-Eisbohrkernen durch einen mehrfachen Wechsel von extremen Klimaschwankungen mit jeweils langsamer Abkühlung gefolgt von rapider Erwärmung (Dansgaard-Oeschger-Event) geprägt. Große Abschnitte dieser Zyklen spiegeln sich in den Sauerstoff-Isotopenkurven zentralalpiner Höhlen (z. B. in den Zillertaler Alpen) wider, wo Speleothemwachstum trotz der Bedeckung des Karstsystems durch temperierte Gletscher möglich war (SPÖTL et al., 2006). Obwohl eine Übersetzung der Isotopendaten in absolute Temperaturwerte gegenwärtig nicht möglich ist, ist aus Vergleichen ersichtlich, dass die Warmphasen niemals holozänes und damit interglaziales Temperaturniveau erreicht hatten. Aus diesem Zeitbereich sind im Inntal beim Unterangerberg auch lakustrine Ablagerungen erhalten und durch Bohrungen aufgeschlossen (STARNBERGER et al., 2010).

Ein indirekter Hinweis für die Talbodenentwicklung im Unterinntal während des jüngeren Mittelwürmabschnittes MIS 3 ergibt sich aus der von KNEUSSL (1973; s. a. PATZELT, 2002b) untersuchten Tischofer Höhle (= Bären-Höhle; 600 m ü. NN) im Kaisertal östlich Kufstein (499 m), deren Niveau heute 80 m über dem Sparchenbach liegt. Die darin gefundenen mit ^{14}C auf 27.875 ± 485 BP ($\sim 32,7$ ka calBP) datierten Höhlenbärenknochen sind in etwa gleich alt wie jene der westlich Kufstein in 1485 m ü. NN gelegenen Pendling-Höhle (KNEUSSL, 1972). Das Vorkommen in der Tischofner Höhle belegt einerseits, dass der Talboden des Sparchenbaches und damit auch seines Vorfluters Inn zu diesem Zeitpunkt jedenfalls unter dem Niveau der Höhle lag. Andererseits untermauern beide Höhlenbärenfundpunkte, dass in dieser Phase auch in den höheren Berglagen noch Vegetations- und Klimaverhältnisse geherrscht haben, die Bären, anderen Tieren und Menschen das Leben ermöglichten (s. PATZELT, 2002b).

In den gleichen Zeitbereich fallen die Bänderschluße von Baumkirchen (FLIRI, 1973a), die den bedeutendsten Beweis für die Eisfreiheit des Inntales auch für den jüngeren Abschnitt von MIS 3 liefern. Das Top dieses zumindest 180 m mächtigen Feinsedimentpaketes, das in seichten Seen mit mehr oder minder konstanter Wassertiefe abgelagert wurde, liegt in 750 m ü. NN und damit etwa 200 m über dem heutigen Inntal. Die Datierungen von Holzresten (*Pinus mugo/Sylvestris*, *Alnus viridis*, *Hippophae*) aus dem Abschnitt zwischen 655 und 681 m ü. NN. ergaben Alter von 31 und 27 ^{14}C ka BP, die gemäß der Kalibration in Kalenderjahre (vgl. STARNBERGER et al., 2011) ~ 28 und 36 ka calBP entsprechen. Die Großreste in Kombination mit der Pollenanalyse lassen eine bescheidene Vegetation in der Art einer Strauchtundra rekonstruieren und damit kühle Klimabedingungen wie sie heute im Bereich der Waldgrenze (2000 m ü. NN) herrschen. Dieser Befund wird auch durch Deuteriumanalysen der Hölzer gestützt, die eine um 5 °C niedrigere Mitteltemperatur für den Ablagerungszeitraum ergaben. Aufgrund der pollenanalytisch determinierten, durchschnittlichen Sedimentationsrate von 5 cm/a (BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER, 1978) konnte auch der Zeitraum für das darüber liegende 70 m mächtige Feinsedimentpaket bis zum Top abgeschätzt werden. Daher ist davon auszugehen, dass diese Sedimentation noch etwa 1000 Jahre anhielt. Für die von PATZELT (2002a) vertretene These einer Eisfreiheit des Inntales bis mindestens 27 ka calBP spricht auch die Datierung eines *Larix*- (Lärche-) Holzrestes von Albeins im Eisacktal SW' Brixen (FLIRI, 1989) aus einer mächtigen Sand-Kies-Sequenz, die ein Ergebnis von $24 \pm 0,21$ ^{14}C ka BP ($\sim 28,6$ – $29,2$ ka calBP) erbrachte. In diesen Zeitraum fällt auch ein Mammut-Stoßzahn aus einer Schottersequenz entlang der Bregenzer Ache bei Hochwacht (E' Bregenz; DE GRAAFF, 1992) mit $23,9 \pm 0,4$ ^{14}C ka BP ($\sim 28,4$ – $29,3$ ka calBP).

Spätwürm (MIS 2) – Würm-Hochglazial

Die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS; s. CHALINE & JERZ, 1984) definierte den Beginn des Oberen Würm und damit auch den Beginn des Würm-Hochglazials mit dem Einsetzen der Vorstoßschotter im Hangenden der Bänderschluße von Baumkirchen. Diese sind typische „braided river“-Sedimente mit einer Kornvergrößerung gegen das stratigraphisch Hangende. Für den obersten Abschnitt passt die Art des Flussregimes am besten zu dem eines proximalen Sanders (FLIRI, 1973a).

In diesen Zeitbereich – Übergang Mittelwürm zu Spätwürm bzw. Hochglazial bzw. Anfang Hochglazial – dürfte auch die Bildung des Achenseedammes fallen, der hauptsächlich ein Produkt pro- und randglazialer Sedimente darstellt, die in Zusammenhang mit einem Vorstoß des Zillertalgletschers akkumulierten (POSCHER, 1994).

Die Eisaufbauphase im Inntal lässt sich durch eine wechselseitige Blockade des Inngletschers – der sich in der Umgebung von Landeck – Imst mit vier weiteren großen Gletschern vereinigte –, des Sillgletschers und des Zillergletschers erklären (VAN HUSEN, 2000; s. Abb. 4). Diese Situation resultierte in einer raschen Anhebung der Eisoberfläche und daher in einer beschleunigten Ausdehnung des Nährgebietes. Dieser rasche Eisaufbau führte zu einem frühzeitigen Überschreiten des Fernpasses und des Seefelder Sattels, den Wasserscheiden zum Loisach- und Isartal. Die außerordentlich hohen Gehalte an Kristallingeröllen in den Vorstoßschottern dieser zwei in den Kalkalpen gelegenen Talsysteme (DREESBACH, 1985), die hinsichtlich des Gletscherwachstums vergleichsweise kleine Nährgebiete in tieferen Lagen aufweisen, spiegeln diesen Prozess wider.

Die Evidenzen im Tiroler Unterland (Kartenblatt ÖK 88 Achenkirch und UTM 3213 Kufstein) fügen sich in dieses Bild eines beschleunigten Eisaufbaus in den Längstälern. So hatte der Inngletscher, der sich in diesem Abschnitt maßgeblich aus den Eismassen des Zillertals zusammensetzte, die Seitentäler südlich des Inntales erreicht, bevor die jeweiligen Lokalgletscher aus den Kitzbühler Alpen diese erfüllen konnten. In der Wildschönau führte das Vordringen des Inngletschers zum Aufstau der Schmelzwässer und zur Bildung von Eisstauseen, deren Seespiegel sukzessive anstieg und in die die Fronten von Inn- und Lokalgletscher kalbten, d. h. einen massiven Massenverlust durch Bildung von Eisbergen erlitten. Davon zeugen in der Wildschönau (Auffach und Umgebung; s. REITNER, 2008) einerseits Sedimentprofile mit Übergängen von lokalen fluviatilen zu glazio-lakustrinen Sedimenten mit Dropstones (aus gekritzten erratischen Lithologien wie Zentralgneis, Eklogit etc.) und mehr als 100 m mächtigen komplexen Deltasequenzen mit „ertrunkenen“ Deltakörpern (z. B. Delta-Bottomset über Topset). Demgegenüber bildet sich im Brixental (Raum Hopfgarten) die Dominanz des Inngletschers nur in der Geschiebelithologie der Grundmoränen ab (REITNER, 2005, 2010). Vergleichbare Ablagerungen wie in der Wildschönau, die eine Abdämmung im Zuge des Inngletschervorstoßes belegen und so eine Momentaufnahme in der fortgeschrittenen Eisaufbauphase dokumentieren, sind auch vom Bereich nördlich des Inn auf Blatt Achenkirch (s. Gruber et al., dieser Band; AMPFERER, 1914; v. WOLF, 1922) sowie von der weiteren Umgebung bekannt.

Letztlich erreicht das Eisstromnetz seine Maximalausdehnung im Würm-Hochglazial (entspricht dem, was international unter Letztes Glaziales Maximum LGM gemeint ist) mit den großen Vorlandloben des Inngletschers (Becken von Rosenheim; s. Abb. 1) und des über Transfluenzen mit dem Inntal verknüpften Isar-Loisach-Gletschers (Starnberger See etc.). Am Höhepunkt der letzten Eiszeit lagen im nördlichen Alpenvorland und damit im Vorfeld der Gletscher äußerst kalte und trockene Bedingungen vor, mit einer Absenkung der mittleren jährlichen Jahrestemperatur um 10–12 °C und einer Reduktion des jährlichen Niederschlages um 500–750 mm/a (jeweils gegenüber heutigem Niveau; FRENZEL et al., 1992). Basierend auf Vergleichen mit dem gut datierten Tagliamento-Gletscher-Bereich in den östlichen Südalpen (MONEGATO et al., 2007) ist eine Dauer des LGM von ~26,5–21 ka calBP wahrscheinlich. Dieser zeitliche Rahmen ist auch in Grundzügen im Lössprofil von Duttendorf (STARNBERGER et al., 2011), das im proglazialen Bereich des Salzachgletschers liegt, ersichtlich.

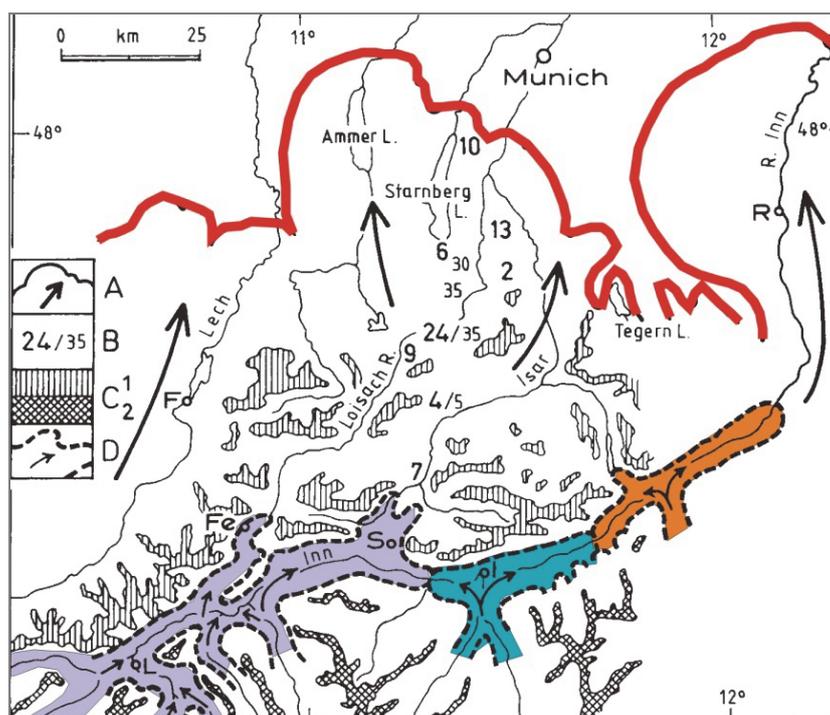


Abb. 4: Modell zur Situation während des Eisaufbaues am Beginn des LGM (nach VAN HUSEN, 2000). Im Raum Landeck – Imst (L) strömten mit dem Inngletscher aus dem Engadin noch 4 weitere Gletscher zusammen (lila). Zur gleichen Zeit drangen aus dem Silltal (blau) und aus dem Zillertal (orange) die Gletscher in das Inntal. Diese Situation resultierte in einer wechselseitigen Blockade, was zu einer deutlichen Anhebung der Eisoberfläche führte. Das frühe Überströmen der Wasserscheiden Fernpass (Fe) und bei Seefeld (S) zum Loisach- bzw. Isartal ist der bekannteste Effekt dieser eisdynamischen Prozesse im Inntal. Dadurch wurden in den Kalkalpentälern von Isar und Loisach zuerst kristallinreiche Vorstoßschotter geschüttet und in weiterer Folge darüber ebensolche Grundmoräne abgelagert. B: Prozentsatz von Kristallinklasten in den Vorstoßschottern und in den Grundmoränen (große Zahlen) (nach DREESBACH, 1985).

Die generelle Geometrie (Höhenlage der Eisoberfläche und Ausdehnung) des inneralpinen Abschnittes des Inngletschersystems während des LGM wurde im Zuge der Erforschungsgeschichte schon frühzeitig erfasst und unterlag nur kleineren Modifikationen (vgl. PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; VAN HUSEN, 1987). Allerdings liefert die Neukartierung der Schliftgrenze und zusätzlicher glazialer Erosionsstrukturen im Bereich von Transfluenzpassen und Eisdomen immer wieder eine neue Grundlage zum besseren Verständnis der Eisdynamik und auch der daraus abgeleiteten Paläoklimaverhältnisse, wie FLORINETH & SCHLÜCHTER (2000) u. a. im Engadin zeigen konnten. Zudem kann die Höhenlage der Eisübertritte von einem Talsystem zum anderen wie auch deren zeitliches Einsetzen im Zuge des Anwachsens einer Vergletscherung eine bedeutende Rolle bei der Entwicklung von glazialen Übertiefungen insbesondere in den Seitentälern des Inntales haben. So konnte für das Becken von Hopfgarten gezeigt werden, dass ein Konnex zwischen Tieferlegung der Transfluenzpässe im Laufe der verschiedenen Großvergletscherungen und dem Betrag der glazialen Übertiefung in Seitentälern hergestellt werden kann (REITNER et al., 2010). Aber auch der Kenntnisstand zur glazialen Übertiefung des Inntales hat sich in letzter Zeit grundlegend geändert. Eine Neuuntersuchung des Bohrgutes der Spülbohrung Wattens (Endteufe 901 m u. GOK) durch J. Steinbrenner (Institut für Geologie, Universität Wien) sowie die Resultate der Bohrung Kramsach (Zusammenstellung in PREUSSER et al., 2010) zeigen, dass die glaziale Übertiefung im Unterinntal zumindest an diesen Lokalitäten während der verschiedenen Glaziale nicht mehr als 400 m beträgt. Dies steht im klaren Gegensatz zu den kolportierten 1000 m (WEBER et al., 1990) auf Grundlage geophysikalischer Messungen, in denen die Sedimente des Inntal-Tertiärs als überkonsolidiertes Quartär angesprochen wurden (s. STEINBRENER et al., 2010).

Spätwürm (MIS 2) – Würm-Spätglazial

Mit Zurückweichen der Gletscher von den LGM-Endmoränen beginnt entsprechend der Empfehlung der SEQS (CHALINE & JERZ, 1984) das Würm-Spätglazial und damit Termination I. Die ersten inneralpinen sedimentären Belege wie hochgelegene Staukörper am Eisrand zeigen, dass das Eisstromnetz unmittelbar nach dem LGM einen rapiden Eisschwund (von ~500 m im südlichen Vorfeld des Kaisergebirges) erfahren hatte, und nur mehr als stagnierender Eiskörper, der ohne erkennbare Unterbrechung abschmolz, vorlag (REITNER, 2005 & 2007). Die kleineren Lokalgletscher reagierten sowohl mit mechanisch bedingten Eisvorstößen (Südseite des Kaisergebirges) als auch mit klimatisch gesteuerten Oszillationen (z. B. Windau- und Kelchsautal bei Hopfgarten, Steinach am Brenner). In den eisfreien Tälern wurde unter hohen Sedimentationsraten und in Abhängigkeit vom verfügbaren Ablagerungsraum Sedimentkörper (Kamesterrassen) am Eisrand abgelagert. Da noch mehrere Haltestände des Inngletschers (Definition des Bühl-Stadials nach PENCK & BRÜCKNER, 1909 und MAYR & HEUBERGER, 1968) ersichtlich sind und alle dokumentierten kleinen Gletschervorstöße im Kontakt zum abschmelzenden Eisstromnetz erfolgten, erscheint für diesen Zeitraum nach dem Würm-Hochglazial (LGM) die Bezeichnung „Eiszerfallsphase mit (Lokal-)Gletscheroszillationen im frühen Würm-Spätglazial“ (REITNER, 2005 & 2007) als zutreffend.

Das bisher einzige Alter von Ablagerungen dieses Abschnittes stammt von Lumineszenzdatierungen von Deltasedimenten einer prominenten Eisstauterrasse bei Hopfgarten/Brixental, die ein Alter von 18.700 ± 1700 a erbrachten (KLASEN et al., 2007). Berücksichtigt man die relativ große Ungenauigkeit sowie die bisherigen Daten zur Eisfreiheit der großen Täler aus dem Traun- und Draugletschergebiet (VAN HUSEN, 1977; SCHULTZE, 1984; SCHMIDT et al., 2002), die kalibrierte ^{14}C -Alter von 18–19 ka BP ergeben, so dürfte die „Eiszerfallsphase“ innerhalb einer vermutlich kurzen Zeitspanne im Zeitraum von 21–19 ka BP erfolgt sein.

Nach dem Ausschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie, das heißt ungehinderte, Entwässerung und es kam zur Erosion der zuvor abgelagerten Eisrandsedimente. Unter diesen geänderten Rahmenbedingungen ereignete sich ein weit verbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstoß der großen Alpengletscher, an dessen Höhepunkt die Endmoränen des Gschnitz-Stadials (Schneegrenzdepression an der Typlokalität von 700 m gegenüber 1850) gebildet wurden. Deren Alter wurde an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsaltersdatierung (^{10}Be) von Moränenblöcken auf 15.900–15.400 a BP bestimmt (IVY-OCHS et al., 2006). Die damaligen Klimaverhältnisse sind durch eine Sommertemperaturdepression von 10 °C (IVY-OCHS et al., 2006) gekennzeichnet. Im Anschluss an dieses markante Stadal kam es noch vor der Wiederbewaldung, die im Bølling-Alleröd-Interstadial ab etwa 14,7 ka BP (vgl. Lanser-See-Profil; BORTEN-SCHLAGER, 1984) einsetzte, zumindest teilweise zu einer weiteren Stabilisierung der Gletscher und zur Ablagerung von Endmoränen (s. Diskussion in KERSCHNER, 2009).

Nach dem Bølling-Alleröd-Interstadial erfolgte der erneute Klimarückschlag der Jüngeren Dryas, in dem die Gletscher erneut zu ihren stabilen Lagen während des Egesen-Stadials vorstießen. Letzteres ist durch vielgliedrige Moränenstaffeln und durch ausgedehnte Blockgletscherablagerungen gekennzeichnet. Die erste Phase (Egesen-Maximum) der Moränenstabilisierung erfolgte um 12,2–12,3 ka, wogegen die zweite Phase mit dem Ende der Jüngeren Dryas um ca. 11,5 ka zusammenfällt und durch Bildung von Blockgletschern gekennzeichnet ist (IVY-OCHS et al., 2008). Die Schneegrenzdepression (gegenüber 1850) lag während des Egesen-Maximums um 400–200 m, während die Sommertemperatur um etwa $3,5\text{ °C}$ und die jährliche Durchschnittstemperatur noch etwas mehr erniedrigt war (KERSCHNER, 2009 cum lit.).

Fazit

Dieser geraffte Überblick zeigt letztlich auch den Erkenntnisfortschritt seit den SEQS-Beschlüssen und essentiellen stratigraphischen Definitionen (CHALINE & JERZ, 1984). Dieser ist in erster Linie das Resultat neuer Datierungsmethoden (Expositionsalterdatierung mittels kosmogener Nuklide, Lumineszenzdatierung) und ganz besonders auch der modernen Analyse „neu entdeckter“ Klimaarchive (z. B. Speleotheme). Allerdings sind auch weiterhin große Wissenslücken vorhanden: z. B. Gletscherausdehnung im MIS 4 und Paläogeographie während des Gschnitz-Stadials. So bleibt die damalige Aufforderung, weitere lithologisch orientierte Forschung zu betreiben, auch etwa 30 Jahre später nach wie vor die große Herausforderung der alpinen Quartärgeologie, der in erster Linie nur im Kontext mit einer auf modernen Standards beruhenden geologischen Kartierung beizukommen ist (vgl. VAN HUSEN & REITNER, 2011).

Literatur

- AMPFERER, O. (1914): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 Österreich-Ungarns, 1:75.000, Blatt Achenkirchen. – 30 S., Geol. R.-A., Wien.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Ber. nat. med. Verein, Innsbruck, 71, 19–56, Innsbruck.
- BORTENSCHLAGER, I. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 95–103, Innsbruck.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.
- DE GRAAFF, L.W.S. (1992): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. – In: HEINRICH, M. (Red.): Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen, Jb. Geol. B.-A., 135/4, 809–824, 10 Abb., Wien.
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. – Inaugural-Diss. Fak. f. Geowissenschaften, 176 S., LMU – München.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee – Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 12, 39–92, Wien.
- FLIRI, F. (1973a): Beiträge zur alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., N.F. Suppl., 16, 1–14, Berlin – Stuttgart.
- FLIRI, F. (1973b): Der zentralalpine Bänderton von Schabs (Südtirol). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 231–235.
- FLIRI, F. (1978): Die Stellung des Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würm-Chronologie. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 115–118.
- FLIRI, F. (1989): Eine erste Bestimmung des Beginnes der Haupt-Würmvereisung im Zentralraum der Alpen (Albeins bei Brixen). – „Der Schiern“, 62–65.
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (2000): Alpine evidence for atmospheric circulation patterns during the Last Glacial Maximum. – Quaternary Research, 54, 295–308.
- FRENZEL, B., PECSI, M. & VELICHKO, A.A. (1992): Atlas of Paleoclimate and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene – Holocene. – Geogr. Res. Institute, Budapest – Stuttgart (G. Fischer Verlag).
- GEMMELL, A.M.D. & SPÖTL, C. (2009): Dating the Hötting Breccia near Innsbruck (Austria), a classical Quaternary site in the Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 50–61.
- GRUBER, A. (2009): Bericht 2005–2008 über geologische, strukturgeologische und insbesondere quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt UTM 3213 Kufstein. – Jb. Geol. B.-A., 149, 550–564, Wien.

- GRUBER, A., STRAUHAL, T., PRAGER, C., REITNER, J.M., BRANDNER, R. & ZANGERL, C. (2009): Die „Butterbichl-Gleitmasse“ – eine große fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich). – *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*, Vol. 14/1+2, 103–134.
- GRÜGER, E. (1979): Spättriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – *Geol. Bavarica*, 80, 5–64, München.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, 21(2), 115–130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the Northern European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 23(6-7), 559–573.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpenen Spätglazial und frühen Holozän. – In: R. SCHMIDT, Ch. MATULLA & R. PSENNER (Hrsg.): *Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus. – alpine space – man & environment*, 6, 5–26, Innsbruck (University Press).
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, R., REITNER, J.M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, 164–165, 21–32. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.003 (pdf).
- KLEBELSBERG, R.v. (1935): *Die Geologie von Tirol*. – 872 S., Berlin (Bornträger Verlag).
- KLOTZ, S., MÜLLER, U., MOSBRUGGER, V., DE BEAULIEU, J.L. & REILLE, M. (2004): Eemian and early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211, 107–126.
- KNEUSSL, W. (1972): Vorbericht über eine Grabung in der Bärenhöhle am Pendling bei Kufstein (Nordtirol). – *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, 7, 329–330.
- KNEUSSL, W. (1973): Höhlenbärenknochen aus der Tischoferhöhle (Kaisertal bei Kufstein/Nordtirol) mit ¹⁴C-Methode altersbestimmt. – *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, 9, 237–238, Innsbruck.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHAKELTON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. – *Quaternary Research*, 27, 1–29.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – *Proc. VII INQUA Congr.*, 14, Univ. Colorado Studies, Ser. in Earth Sci., No. 7, 143–165.
- MEYER, M., SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2008): The demise of the Last Interglacial recorded in isotopically dated speleothems from the Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 27, 476–496.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (Eastern Alps). – *Quaternary Research*, 68, 284–302.
- OSTERMANN, M. (2006): Uranium/Thorium-age-dating of „impure“ carbonate cements of selected Quaternary depositional systems of western Austria: results, implications, and problems. – *Dissertation, Univ. Innsbruck*, 172 S.
- PATZELT, G. (2002a): Revision der alpinen Hochwürm- und Spätglazial-Chronologie nach kalibrierten Radiokarbonaten. – *Kurzfassung des Vortrages 44. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 2.-4. 6. 2002*, 1 S., Innsbruck.
- PATZELT, G. (2002b): Die Tischofer Höhle bei Kufstein – Quartärgeologische und chronologische Aspekte. – In: PATZELT, G., GOLDENBERG, G., HARB, I. & SPÖTL, C.: *44. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 2.-4. 6. 2002 – Unterlagen für die Exkursion*, 16–17, Institut für Hochgebirgsforschung, Innsbruck.
- PENCK, A. (1882): *Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung*. – 483 S., Leipzig (J.A. Barth).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – Bd I-III, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- POSCHER, G. (1994): Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern – Teil I: Der Achenseedamm. – *Jb. Geol. B.-A.*, 137/1, 171–186, Wien.

- PREUSSER, F., REITNER, J.M. & SCHLÜCHTER, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. – *Swiss Journal of Geoscience* 103, 407–426.
- REITNER, J. & DRAXLER, I. (2002): Die klimatisch-fazielle Entwicklung vor dem Würm-Maximum im Raum Kitzbühel – St. Johann – Hopfgarten (Nordtirol/Österreich). – *Terra Nostra* 2002/6, 298–308, Potsdam.
- REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2). – Dissertation, 190 S., Universität Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, 164–165, 64–84, doi:10.1016/j.quaint.2006.12.016.
- 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. – *Jb. Geol. B.-A.*, 148/2, 248–254.
- REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience* 103, 385–405.
- SCHMIDT, R., VAN DER BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – *Quaternary International*, 88, 45–56.
- SCHULTZE, E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – *Carinthia II*, 174/94, 261–266, Klagenfurt.
- SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2006): U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (Eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. – *Quaternary Research*, 66, 167–175.
- SPÖTL, C., MANGINI, A. & RICHARDS, D.A. (2006): Chronology and paleoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 25, 1127–1136.
- STARNBERGER, R., RODNIGHT, H., REITNER, J.M., REIMER, P. & SPÖTL, C. (2010): Marine Isotope stage 3 recorded in palaeolake sediments in the Eastern alps. – *PANGEO 2010 Abstracts, Journal of Alpine Geology*, 52, 233–234.
- STARNBERGER, R., RODNIGHT, H. & SPÖTL, C. (2011): Chronology of the Last Glacial Maximum in the Salzach Palaeoglacier Area (Eastern Alps). – *Journal of Quaternary Science*, 26, 502–510.
- STEINBRENER, J., REITNER J.M. & WAGREICH, M. (2010): Sedimentologische Untersuchung der Bohrung Wattens. – *PANGEO 2010 Abstracts, Journal of Alpine Geology*, 52, 235–236.
- VAN HUSEN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jb. Geol. B.-A.*, 120, 1–130, Wien.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – *Aus der geologischen Geschichte Österreichs*, 2, 24 S., 1 Kte 1:500.000, Wien (Verl. d. Geol. B.-A.).
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitt Österr. Geol. Ges.*, 92 (1999), 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. *E&G – Quaternary Science Journal*, 60, 366–387.
- WEBER, F., SCHMID, C. & FIGALA, G. (1990): Vorläufige Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Quartär des Inntals/Tirol – *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, 26/2, 121–144, Innsbruck.
- WOLF, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebiets in Tirol. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 15, 147–304, München.

Gravitative Massenbewegungen in der Karwendel- und in der Thiersee-Synklinale auf ÖK 88 Achenkirch mit Schwerpunkt Einzugsgebiet des Kesselbaches (Bächental)

M. LOTTER & A. GRUBER

I. Einleitung

Auf Blatt ÖK 88 Achenkirch wurden im Zuge der Erstellung der Geologischen Karte (GK 50) in den Jahren 2009 bis 2011 ausgewählte Gebiete mit großflächigen und überwiegend tiefer greifenden gravitativen Massenbewegungen in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale bearbeitet (Abb. 1). Ziel ist die systematische Erfassung und ingenieurgeologische Klassifizierung der auf dem Kartenblatt typischen Massenbewegungen sowie eine geotechnische Beurteilung der darin involvierten Gesteine auch in Hinsicht auf den zugehörigen Erläuterungsband (vgl. LOTTER & ROHN, in Vorbereitung). Darüber hinaus wurden zahlreiche weitere, meist kleinere, aber dennoch landschaftsprägende Massenbewegungen kartiert und eine geologisch-geotechnische Kurzbeschreibung erstellt. Der Untersuchungsschwerpunkt der erhobenen Massenbewegungen liegt im Verständnis der lithologischen und tektonischen Disposition für die Prozessentwicklung (GRUBER et al., 2010).

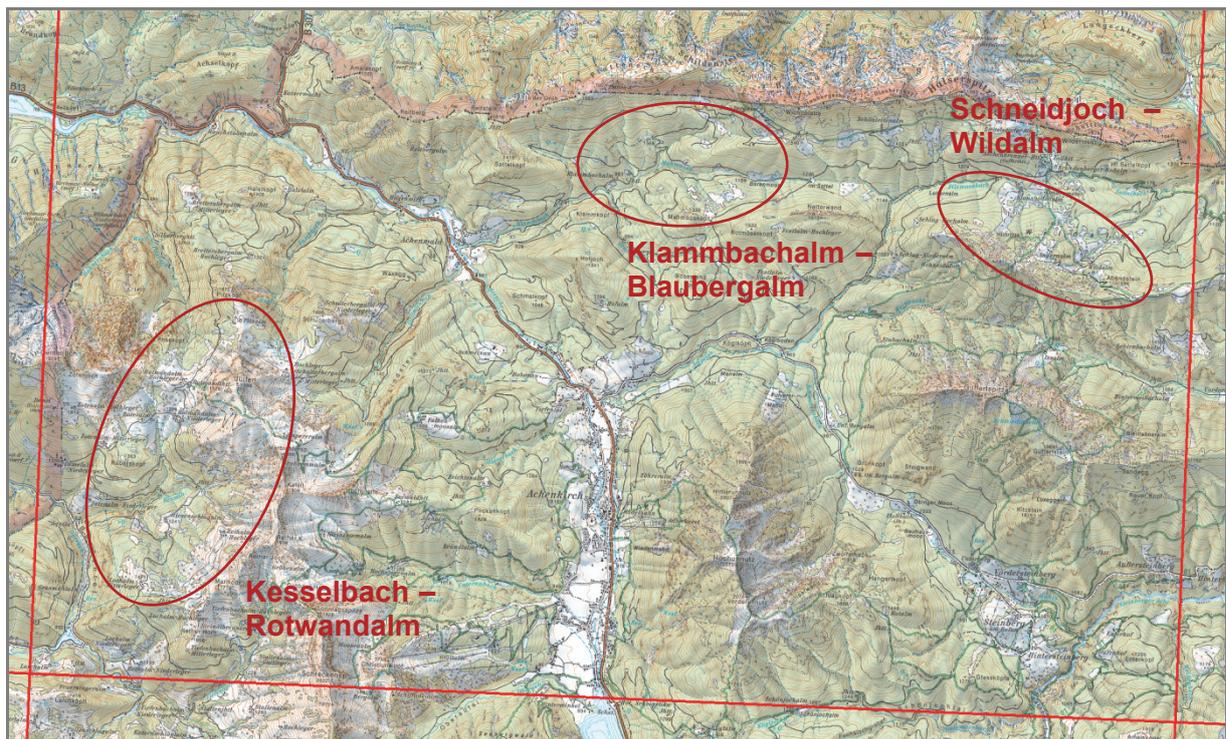


Abb. 1: Ausschnitt aus Blatt ÖK 88 Achenkirch mit Lage der Schwerpunktgebiete zur Erhebung großflächiger und tiefer greifender gravitativer Massenbewegungen.

2. Geologisch-geotechnische Kurzcharakteristik

Die meisten dieser großflächigen, vom Prozesstyp her meist komplexen Massenbewegungen, sind an das Vorkommen bestimmter Lithologien und tektonischer Strukturen gebunden (vgl. Geologische Karte 1:25.000 Blatt 88 Achenkirch, GRUBER & BRANDNER, 2011; Beilage I in diesem Tagungsband). Die obertriassischen bis unterkretazischen Gesteine der Lechtal-Decke sind durch Wechselfolgen tonig-mergeliger und kalkiger, meist gut gebankter Schichten charakterisiert (zur Geologie siehe GRUBER & BRANDNER, 2011; Beitrag in diesem Tagungsband).

Geomechanisch bedeutet dies eine ausgeprägte Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Gesteine, die die Entwicklung von gravitativen Massenbewegungen in Form schichtgebundener Gleitprozesse, meist in Kombination mit einer plastischen Deformation der weichen Abfolgen, begünstigen. Konkret betrifft dies vorwiegend die Kössen-Fm. (zusammen mit den hangenden Schattwalder Schichten bzw. Kendlbach-Fm.) in Verzahnung mit dem Oberrhätalkalk, die Allgäu-Fm. mit lateralen Übergängen in die Rotkalk-Gruppe und die Schrambach-Fm.

Im Zuge der Alpidischen Gebirgsbildung erfolgte eine mehrphasige Faltung, wobei die ältere, eoalpine Deformation (Oberkreide) NE-SW-streichende, meist NW-vergente Faltenstrukturen bildete. Die tertiäre Überprägung mit N-S-Einengung führte zur Entstehung großer E-W-streichender Syn- und Antiklinalen. Die hinsichtlich komplexer Massenbewegungen relevanten Gesteine sind im Wesentlichen in den großräumigen Faltenstrukturen der Thiersee- und Karwendel-Synklinale verbreitet.

Lithologisch-geotechnisch sind diese Gesteine durch folgende Eigenschaften charakterisiert:

- Plattenkalk (Mächtigkeit ca. 150 m): überwiegend dickbankige, teils mergelige Kalke; wechsellagernd mit Dolomiten im unteren Abschnitt und mit cm- bis dm-dicken Tonstein-Zwischenlagen im oberen Abschnitt; der Plattenkalk wirkt als Unterlager der hangenden Abfolgen hinsichtlich der Massenbewegungen generell hangstabilisierend; lediglich im Südhang zwischen Demeljoch (1924 müA) und Zotenjoch (Bächental) und bei der Klammbachalm (östlich von Achenwald) zeigt er Bergzerreibungen und schichtparalleles Abgleiten entlang mergeliger Horizonte.
- Kössen-Fm. (Mächtigkeit ca. 120 m): Wechsellagerung von dm-dicken, welligen Kalken mit mehrere Meter mächtigen Ton- und Mergelsteinen; Einschaltung einer mehrere Meter dicken Kalksteinlage (Lithodendronkalk); die Kössen-Fm. ist mit ihren geotechnischen Eigenschaften als verwitterungsanfälliges, charakteristisch veränderlich festes Gestein (klastische Anteile) hauptverantwortlich für die Ausbildung der Massenbewegungen.
- Kendlbach-Fm. mit Schattwalder Schichten (Mächtigkeit wenige Meter): bunte Ton- und Siltsteine, sandige und dünnbankig-wellige Kalke; sie haben ähnliche geotechnische Eigenschaften wie die Kössen-Fm. und werden für die Entwicklung der Massenbewegungen mit diesen zusammenfassend betrachtet; sie charakterisieren durch ihr Auftreten den Übergang zur hangenden Rotkalk-Gruppe.
- Scheibelberg-Fm. (Mächtigkeit ca. 10–25 m): dm-dicke kieselige Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen.
- Rotkalk-Gruppe (Mächtigkeit ca. 70–80 m): rote und graue, wellig-knollige Kalke und Mergel; Crinoidenschutt-Kalke und Brekzien (Debrite); zusammen mit der Scheibelberg-Fm. stellen sie eine relativ kompetente Schichtfolge dar und werden mit dieser hinsichtlich ihrer geotechnischen Eigenschaften zusammengefasst; treten somit Rotkalk-Gruppe/Scheibelberg-Fm. in flacher Lagerung über Kössen-Fm./Kendlbach-Fm. auf, ergibt sich eine typische „Hart auf Weich“-Konstellation.
- Allgäu-Fm. (ca. 40 m Mächtigkeit aufgeschlossen): dm-dicke Kalke mit kieseligen Lagen und Mergelzwischenlagen (auch Bitumenmergel); diese Abfolge stellt ähnlich der Kössen-Fm. eine typische Wechselfolge kompetenter und inkompetenter Lagen dar, wobei die mechanisch schwächsten Lagen ebenfalls durch veränderlich feste Gesteine charakterisiert sind; jedoch sind die Mergel der Allgäu-Fm. geringmächtiger und insgesamt kompetenter als die feinklastischen Gesteine der Kössen-Fm. und daher weniger rutschungsanfällig; sie tendieren auf dem Kartenblatt eher zu kleinräumigen und flachgründigen Rutschungen.

- Schrambach-Fm. (Mächtigkeit mind. 200 m): dünnbankige, kleinstückig-splittrig brechende, hellgraue bis grünlich-/blaugraue, sandig-siltige, teils stark Glimmer führende Mergel und Tonsteine; Kalke entwickeln sich im allmählichen Übergang aus der Ammergau-Fm.; sie neigen zu kleinräumigen und flachgründigen Rutschungen bzw. Schuttströmen; auffällig sind geringmächtige bis fehlende Verwitterungsdecken, da diese offenbar leicht abgespült/denudiert werden (vermutlich niedrige Fließgrenze und damit relativ geringe Plastizität?); das Lockermaterial sammelt sich in Rinnen und Kerben an und wandert dort schuttstromartig weiter; im überkippten Südflügel der Thiersee-Synklinale (inverse Lagerung) ist die Schrambach-Fm. als relativ inkompetente Schichtfolge mitverantwortlich für „Hart auf Weich“-Konstellationen.

3. Verbreitung und Ausbildung signifikanter Massenbewegungen

3.1. Massenbewegungen im Bereich Juifen – Rotwandalm-Hochleger

In den flachen Einhängen nördlich und südlich des Rotwandsattels südwestlich bis nordwestlich unterhalb des Juifen (1988 müA; Karwendel-Synklinale) streichen großflächig überwiegend S- bis E-fallende, weitspannig verfaltete Gesteine der Kössen-Fm. aus (Abb. 2). Unmittelbar nördlich des Rotwandsattels liegt teils mächtige Grundmoräne mit Moorbildungen (Rotwandmoor) auf. Aus dem oberhalb anschließenden, steilen Felsschrofelgelände der Juifen-Westflanke erfolgt eine Überschüttung (Sturz- bzw. Lawinenkegel) mit Material der hangenden jurassischen Kalk- und Kieselgesteine (Allgäu-Fm., Ruhpolding-Fm./Radiolarit, Ammergau-Fm. mit Barmsteinkalken). Diese mit Ausnahme der massigen Barmsteinkalke durchwegs gut gebankten Gesteine tendieren zu einer kleinstückig-plattigen Zerlegung.

Nördlich des Rotwandsattels zwischen Abzweig Forstweg Pitzalm und Rotwandalm-Hochleger ist ein großes Massenbewegungsareal erkennbar, das in aktive und inaktive bis reliktsche Rutschungen unterteilt werden kann (siehe auch Abb. 7 und 8 im Exkursionsbeitrag E3):

- Unmittelbar südlich des Abzweigs zur Pitzalm entlang des Forstweges zur Rotwandalm ist eine großflächig aktive, bereichsweise tiefer greifende Rutschung in der Kössen-Fm. vorhanden (Abb. 3). Die obersten Abrissbereiche reichen bis auf den flach zur Pitzalm auslaufenden Nordgrat des Juifen hinauf. Direkt am Forstweg ist die Kössen-Fm. in typisch mergelig-toniger Ausbildung an einem schmalen, relativ stabilen Rücken aufgeschlossen. Die Schichten fallen quer zum Hangeschnitt mittelsteil nach Süden ein. Der Aufschluss stellt zugleich den markanten Abriss einer augenscheinlich sehr aktiven Teilrutschung dar. Der Abriss entwickelt sich im Wesentlichen entlang NNW-SSE- bzw. NNE-SSW-streichenden, steil stehenden Störungsflächen. Der schmale Rutschkörper ist seitlich scharf begrenzt und reicht über 100 Höhenmeter unterhalb des Forstweges in Richtung Pitzbach herab (Abb. 3, rechtes Bild). Er endet an einer Hangversteilung noch über der Grenze zum unterlagernden Plattenkalk, wo das Rutschmaterial murartig in einer Rinne abgeführt wird.
- Im südlich anschließenden Almgelände sind die Massenbewegungsphänomene (Abrisskanten, Zerrgräben, Vorwölbungen in Akkumulationszonen) noch klar erkennbar (Abb. 4), jedoch unschärfer ausgebildet (relativ älter bzw. vermutlich inaktiv). Abgrenzungsprobleme ergeben sich hangaufwärts durch die aktive Überschüttung der Abrissbereiche (Sturz-/Lawinenschutt) aus der steilen Westflanke des Juifen. Aber auch am und unterhalb des Forstweges werden durch die hier auflagernde Moräne die Massenbewegungsstrukturen „verschleiert“. Das Massenbewegungsareal wird zur Rotwandalm hin durch einen ca. NNW-SSE-verlaufenden, schmalen Wall (spätglazialer Moränenwall?) begrenzt.

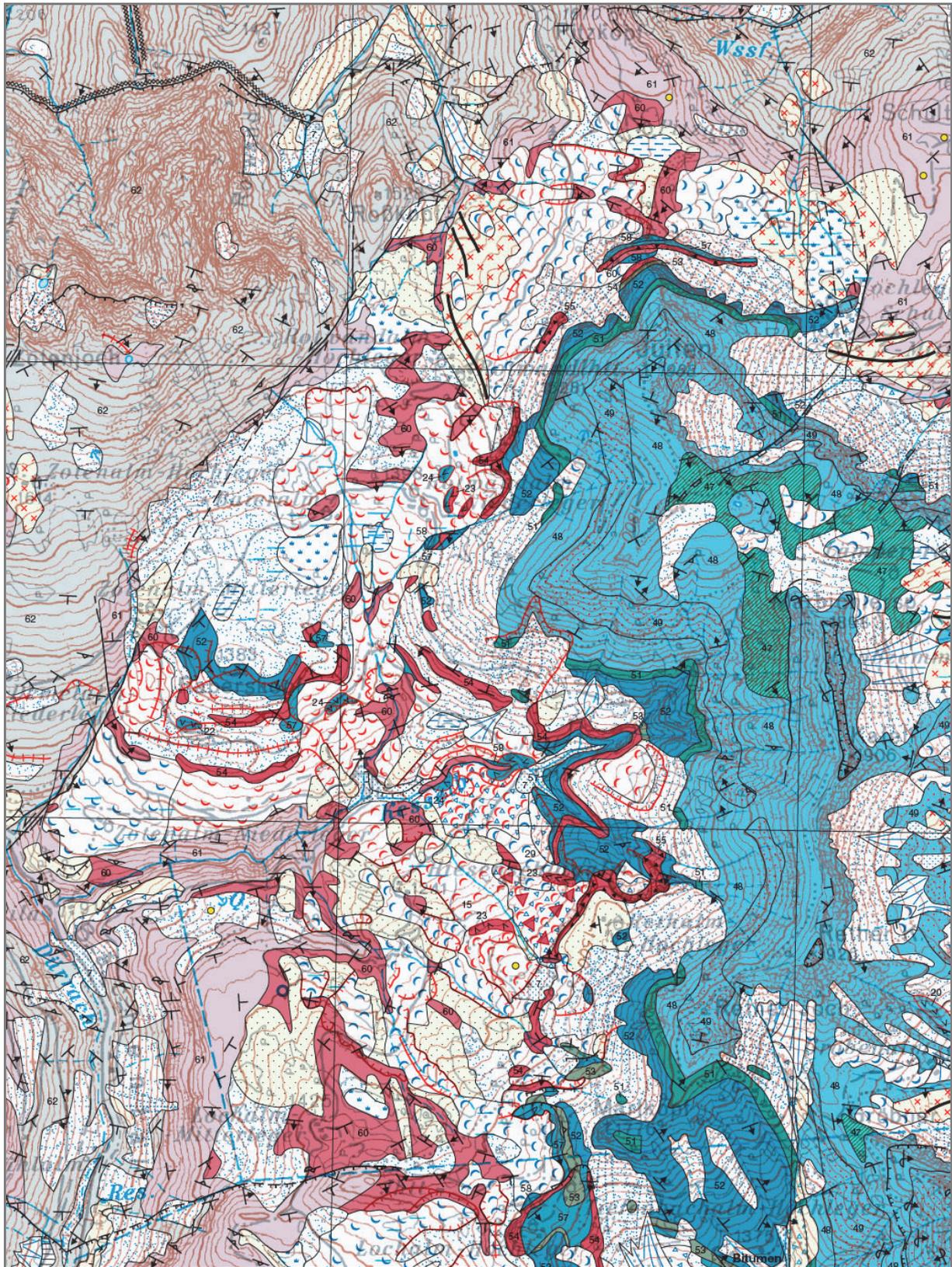


Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25.000 Blatt 88 Achenkirch (GRUBER & BRANDNER, 2011; Beilage I zu diesem Tagungsband) mit den großflächigen Massenbewegungen im Gebiet der Rotwandalm und östlich des Bächentals; Legende siehe Beilage I.



Abb. 3: Rutschareal in Kössen-Fm. nördlich des Rotwandalm-Hochlegers; man beachte den unruhigen Verlauf des Forstweges (linkes Bild) durch die rezenten Bewegungen sowie die unruhige Hohlform (rechtes Bild) im abgeholzten Bereich mit Resten von „betrunkenem“ Wald.



Abb. 4: Relativ alte bzw. vermutlich inaktive Rutschmasse in Kössen-Fm. nördlich des Rotwandalm-Hochlegers.

Südlich des Rotwandsattels hangabwärts zum Rotwandalm-Niederleger sind in den Einhängen des Rotwandalmbaches folgende Massenbewegungsprozesse zu beobachten (siehe auch Abb. 2 im Exkursionsbeitrag E3:

- Im Juifen-Südwestgrat sind bis auf eine Höhe von 1650 m zwei markante Ausbruchsnischen von auf Kössen-Fm. (bzw. auf Schattwalder Schichten) abgeglittenen Rotkalk-Schollen vorhanden (Abb. 5). Diese lösen sich zum Rotwandalmbach hin sukzessive in schuttstromartige Rutschmassen auf.
- In den Senken zwischen Rotwandalm-Niederleger im Osten und Baieralm im Westen entwickeln sich Rutschungen im Verwitterungsmaterial der mit dem Hang ca. nach Süden einfallenden Kössen-Fm.

Hangabwärts kanalisieren sich diese Massenbewegungen in den tiefer werdenden Einschnitt des Rotwandalmbaches und laufen auf einer Höhe von ca. 1230 m am Forstweg aus.

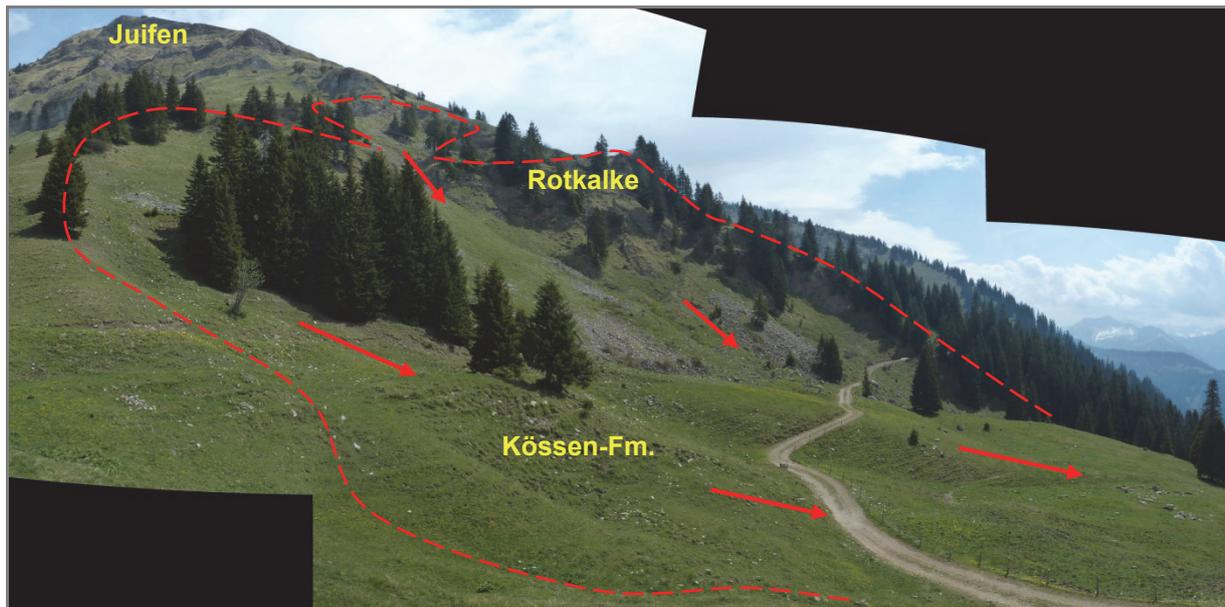


Abb. 5: Ausbruchsnische südöstlich des Rotwandalm-Hochlegers, teils aufgrund Felsgleitung Rotkalk über Kössen-Fm./Schattwalder Schichten (Hintergrund), teils als Rotationsrutschung in Kössen-Fm. (Vordergrund) ausgebildet mit hangabwärts nach SW anschließender Rutschmasse.

3.2. Massenbewegungen nördlich des Kesselbaches (Bächtental)

Im Einzugsgebiet des Kesselbaches, einem rechtsseitigen Zufluss der Dürrach, sind in den Schichtfolgen der Karwendel-Synklinale großflächige, meist komplexe Massenbewegungen entwickelt (Abb. 6, Abb. 8).

Das Gebiet um den Raberskopf (1383 müA) zwischen Zotenalmbach im Westen, Kesselbach im Süden und Rotwandalmbach im Osten ist von Süd nach Nord hangaufwärts durch eine normale obertriassische bis unterjurassische Schichtabfolge gekennzeichnet (Abb. 2). Der schluchtartige Einschnitt des Kesselbaches besteht in diesem Abschnitt aus liegendem Plattenkalk. Der Bereich Zotenalmbach-Niederleger, -Mitterleger und Rotwandalmbach wird aus der für die Rutschprozesse hauptverantwortlichen Kössen-Fm. aufgebaut. Hangend schließen sich im Süd- und Osthang des Raberskopfes die Kendlbach-Fm. (Schattwalder Schichten), Scheibelberg-Fm. und Rotkalk-Gruppe an. Diese Lagerung stellt eine bereits in Kapitel 2 genannte „Hart auf Weich“-Konstellation dar. Im flachen Gipfelbereich des Raberskopfes ist abschließend die Allgäu-Fm. aufgeschlossen.

Tektonisch ist der Raberskopf durch große E-W-streichende Faltenstrukturen mit Amplituden von 100 und mehr Metern gekennzeichnet (Abb. 7). Diese Falten zeigen eine ausgeprägte N-Vergenz mit teils inversen Schenkelabschnitten (Südschenkel von Synklinalen bzw. Nordschenkel von Antiklinalen). So fließt der Unterlauf des Kesselbaches teils in einer engen Synklinale mit der Kössen-Fm. im Kern, umrahmt von Plattenkalk. Ebenso paust sich im gesamten Südhang wie auch in den West- und Ostflanken des Raberskopfes dieser Faltenbau durch die Verbreitung („Einfaltung“) der Kössen-Fm. bis hoch zur Rotwandalm durch. Auch die Morphologie zeichnet diesen Faltenbau durch E-W-streichende Versteilungen und Verflachungen nach. Vorzugsweise im Bereich der Faltscharniere entwickeln sich tief greifende Massenbewegungen in Form von abgerissenen und abgeglittenen großen Rotkalk-Schollen über Kössen-Fm. bzw. Schattwalder Schichten am Südhang des Raberskopfes wie auch des Juifen.

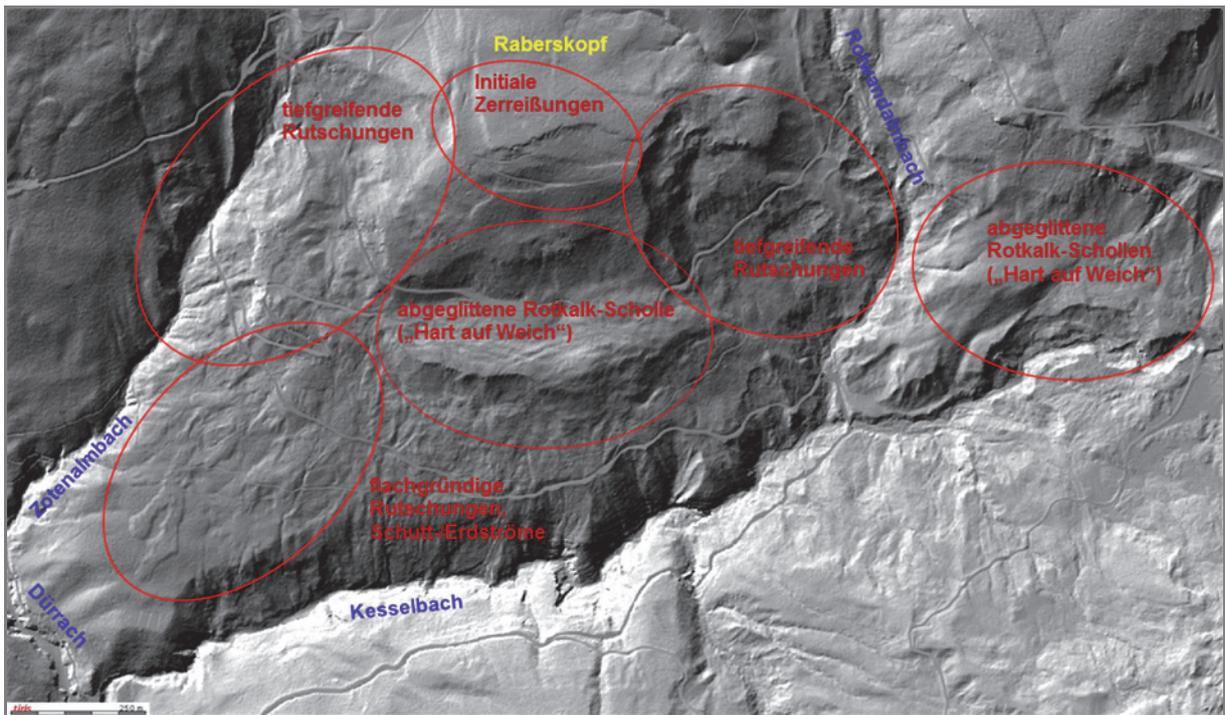


Abb. 6: Verbreitung gravitativer Massenbewegungen (schematisch umgrenzt) in den SW- bis SE-exponierten Hängen nördlich des Kesselbachs (Bächental, Karwendel-Synklinale); Laser-scanning Tirol © Land Tirol.

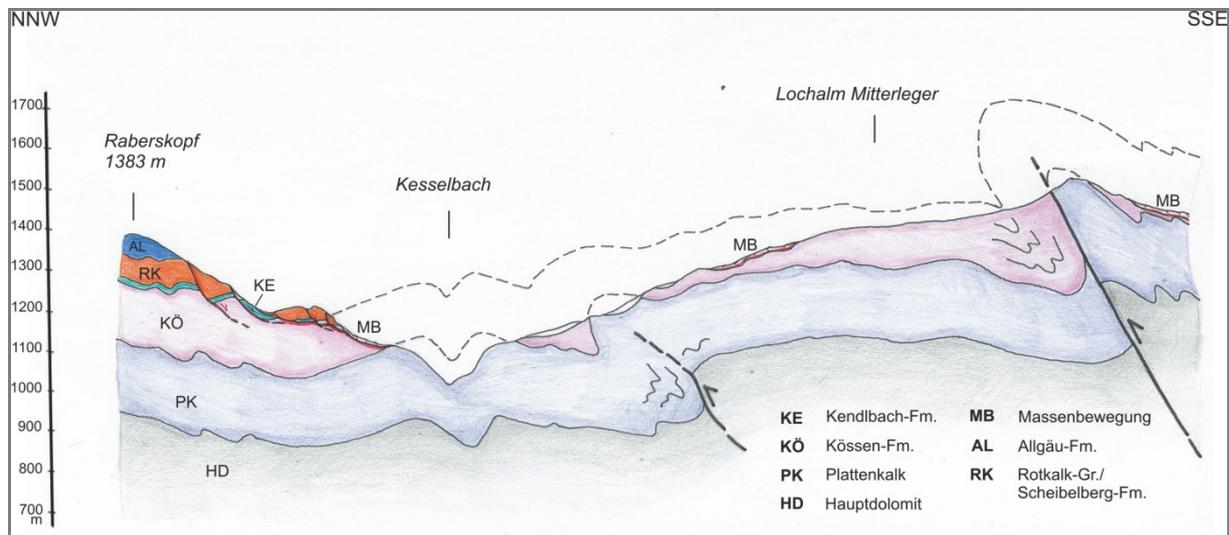


Abb. 7: Geologischer Profilschnitt zwischen Raberskopf im Norden und Lochalm-Mitterleger im Süden; Erläuterung im Text.

Der Gipfelbereich des Raberskopfes ist durch initiale, vorzugsweise ca. E-W-verlaufende und damit parallel zu den Faltenscharnieren angelegte Zerrstrukturen gekennzeichnet (Abb. 6). Etwas unterhalb am Südrhang, auf Höhe 1280 m, zeichnet sich eine deutliche Abrisskante in Rotkalken ab. 50 Höhenmeter tiefer ist eine markante Hangverebnung ausgebildet, die als große Nackentalstruktur einer „abgesackten“ Rotkalk-Scholle interpretiert wird. An der talseitigen Stirn dieser intern stark aufgelockerten, aber noch im Verband befindlichen Scholle entwickeln sich weitere Abrisse mit Rotkalk-

Blockschutt auf Kössen-Fm. Der Faltenbau wird also durch eine Massenbewegung überprägt, indem die kompetenten Rotkalle über der inkompetenten Kössen-Fm. (inklusive Schattwalder Schichten an deren Top) hier etwas südlich des Antiklinalcharniers abreißen und in die Synklinalstruktur „eingleiten“ (Abb. 7). Mechanisch lässt sich dieser Prozess als Kombination aus plastischer Deformation des weichen Unterlagers (im Wesentlichen Kössen-Fm.) und schichtparallelem Ableiten im Bereich der Grenzfläche „Hart auf Weich“ (Rotkalle über Schattwalder Schichten bzw. Kössen-Fm.) beschreiben.

Westlich der Rotkalk-Scholle hin zum Einschnitt des Zotenalmbaches ist die Kössen-Fm. v. a. in Form stark verfalteter Kalke aufgeschlossen. Nach Süden zum Zotenalm-Niederleger herrschen tendenziell flachgründige Rutschprozesse mit markanten Schutt-/Erdströmen im distalen Auslauf vor. In der Westflanke des Raberskopfes zum Zotenalmbach hin sind tief greifende Massenbewegungen in der Kössen-Fm. im tieferen und in der Rotkalk-Gruppe bzw. Allgäu-Fm. im höheren Hangabschnitt bis nahe des Gipfels entwickelt. Hier fällt ein großer muschelförmiger Ausbruch mit bergseitig ca. N-S-streichenden Zerreißungsstrukturen auf. Dazu gehört eine ca. 100 Höhenmeter darunter liegende, durch ein markantes Nackental (Verlauf der Rotwandalm-Straße) charakterisierte Rutschmasse. Die Stirn dieser Rutschmasse zeigt mehrere aktive Rotationsanbrüche in den bachnahen Uferabhängen.

Analog dazu fällt in der Ostflanke des Raberskopfes nach Südosten zum Rotwandalmbach hin eine tief greifende, sackungsähnlich gestaffelte Abrisszone in den Rotkalken auf, die die älteren, nach Süden zum Kesselbach hin gerichteten Abrisse abschneidet. Die Rotkalle werden hangabwärts sukzessive in kleinere Schollen und in Blockwerk zerlegt und vermischen sich mit den liegenden Mergeln und Tonsteinen der Kössen-Fm. zu Rutschmassen mit Schuttstromcharakter. Diese reichen zwar bis unmittelbar an den Bach heran, dieser hat sich jedoch bereits vollständig in anstehende Kössen-Fm. eingetieft.

Im „Zwickel“ zwischen Rotwandalmbach und Kesselbach, am südwestlichen Hangfuß des Juifen, befinden sich neben der dort anstehenden Kössen-Fm. auch Rutschmassen in Form von aus der Juifen-Südflanke abgeglittenen Rotkalk-Schollen. Deren rechtsufrige Stirn am Kesselbach ist durch ältere und jüngere Uferanbrüche im Wechselspiel mit den linksufrigen Anbrüchen an der Stirn der Felsgleitung Hiesenschlagalm (siehe Kapitel 3.3.) morphologisch zergliedert.

3.3. Massenbewegungen südlich des Kesselbaches (Bächental)

In den NW-exponierten Hängen im Bereich Hiesenschlagalm bis Lochalm-Hochleger streichen die generell N-fallenden Schichten der Kössen-Fm. (inkl. Kendlbach-Fm. mit Schattwalder Schichten) und der darüber liegenden Rotkalk-Gruppe bzw. Allgäu-Fm. auf breiter Fläche aus (Abb. 2, Abb. 9) Wie auch nördlich des Kesselbaches prägen mehrere N-vergente Faltenzüge mit Amplituden von einigen hundert Metern die Hangmorphologie mit Steilstufen (steile Faltenschenkel) und Verflachungen (flache Faltenschenkel). Eine charakteristische Ausbildung der Massenbewegungen manifestiert sich ebenfalls vorzugsweise in Abrissen im Bereich der Antiklinalcharniere (Bereich der Steilstufen), bei gegebener „Hart auf Weich“-Konstellation (Rotkalle auf Kössener Ton- und Mergelsteinen bzw. Schattwalder Schichten). In Verbindung mit den morphologischen Gegebenheiten der glazialen und postglazialen Reliefentwicklung gleiten bis zu mehrere Zehnermeter mächtige, kompetente, karbonatische Schichtpakete als Schollen auf den mechanisch schwachen Feinklastika vorwiegend schichtparallel ab (Abb. 8, 9, 10, 11).

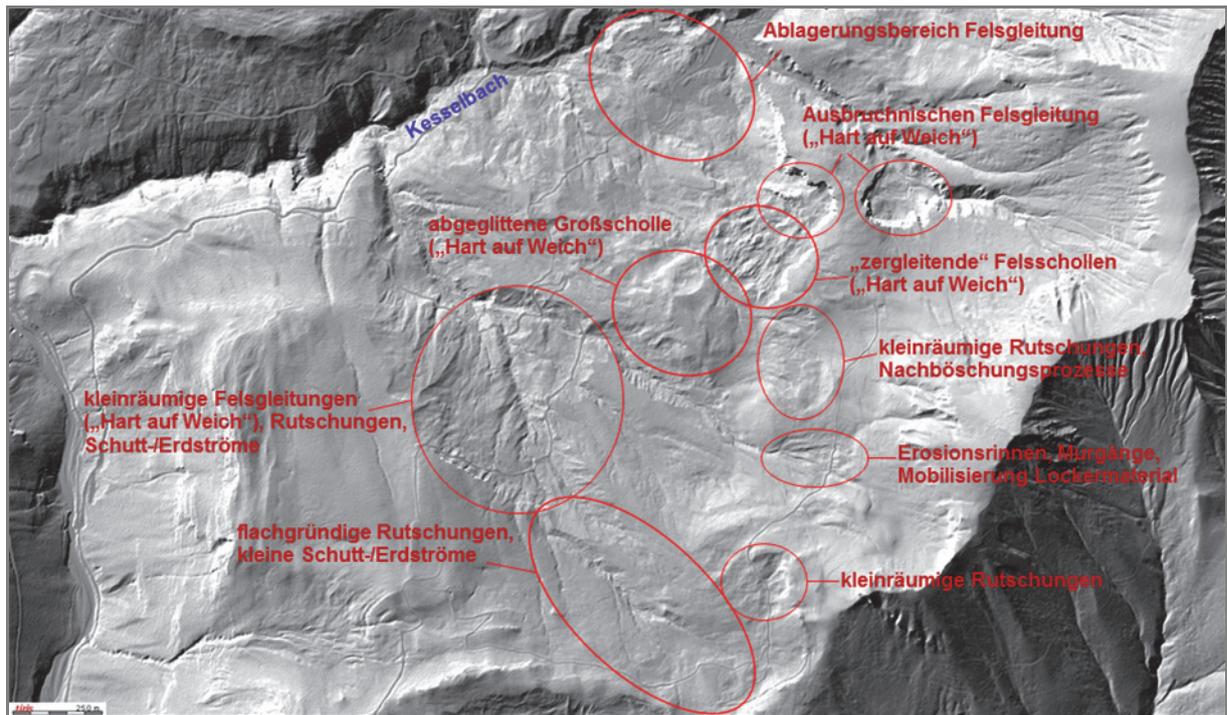


Abb. 8: Verbreitung gravitativer Massenbewegungen (schematisch umgrenzt) in den NW-exponierten Hängen südlich des Kesselbachs (Bächental, Karwendel-Synklinale); Laserscanning Tirol © Land Tirol.

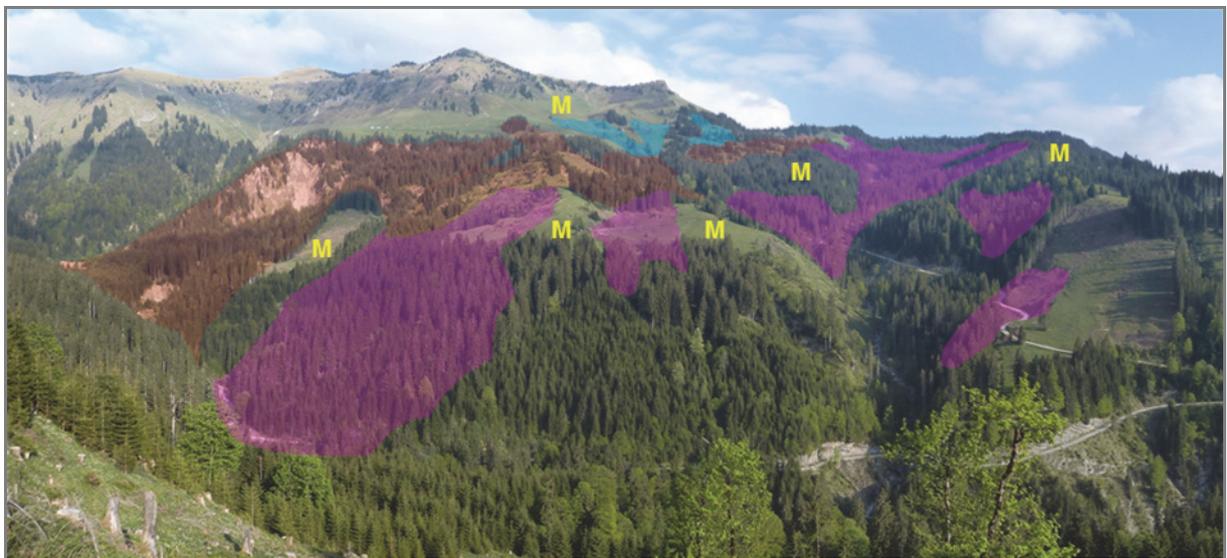


Abb. 9: Blick vom Raberskopf nach SE auf die NW-exponierten Hänge südlich des Kesselbachs mit den von Massenbewegungen betroffenen Flächen.
Rote Flächen: Rotkalk-Gruppe (mit Übergängen zur Allgäu-Fm.) über Kössen-Fm. bzw. Schattwalder Schichten; vorherrschende Prozesstypen: Bergzerreißung in Kombination mit Felsgleitung („Hart auf Weich“).
Violette Flächen: Kössen-Fm.; vorherrschende Prozesstypen: Rutschungen, Schutt- und Erdströme, kleinere Zerreißungen (Hart/Weich-Wechsellagerung).
Blaue Flächen: Allgäu-Fm.; vorherrschende Prozesstypen: kleine Rutschungen, Erosion (Rinnen), Murgänge.
Gelbe Signatur (M): Moräne, teilweise umgelagert durch die Massenbewegungsprozesse.

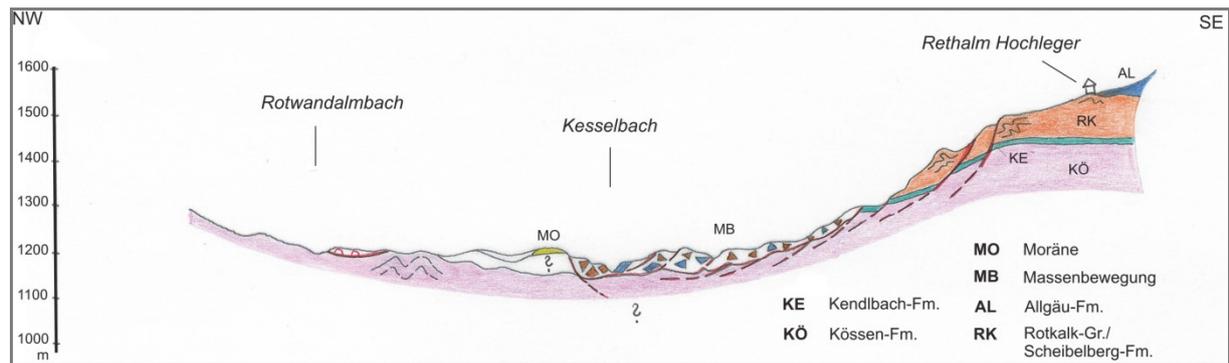


Abb. 10: Geologischer Profilschnitt zwischen Rotwandalmbach im Norden und Rethalm-Hochleger im Süden; Erläuterung im Text.

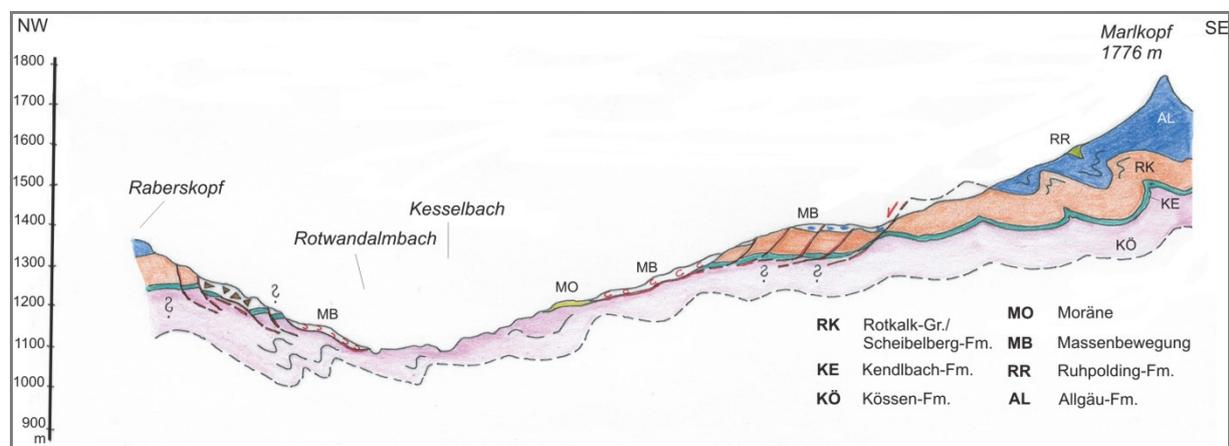


Abb. 11: Geologischer Profilschnitt zwischen Raberskopf im Norden und Markkopf im Süden; Erläuterung im Text.

Im nordöstlichsten Abschnitt ist eine größere, zusammenhängende Masse aus einer deutlichen Abrissnische bis in den Kesselbach abgeglitten (Abb. 8, 10, 12). Im heutigen Erosionsanschnitt des Kesselbaches ist dies belegt durch die Front der relictisch noch im Verband befindlichen Gleitmasse (Rotkalk) über einer geringmächtigen Gleitzone, bestehend aus intensiv deformierten schwarzen und roten Mergeln (Kössener bzw. Schattwalder Schichten; Abb. 12d). An deren Basis ist eine Lage aus überfahrenen Baumstämmen eingebettet. Unterhalb der Gleitzone liegen lokal Reste von überfahrenem Bach-/Murschutt. Der Bach selbst ist nunmehr wieder bis auf die anstehende Kössen-Fm. eingeschnitten. Altersdatierungen dieser Hölzer wie auch an Hölzern in aufgefundenen Rückstausedimenten bachaufwärts der Gleitmasse werden durchgeführt und weisen auf ein wenige hundert Jahre altes Ereignis hin.

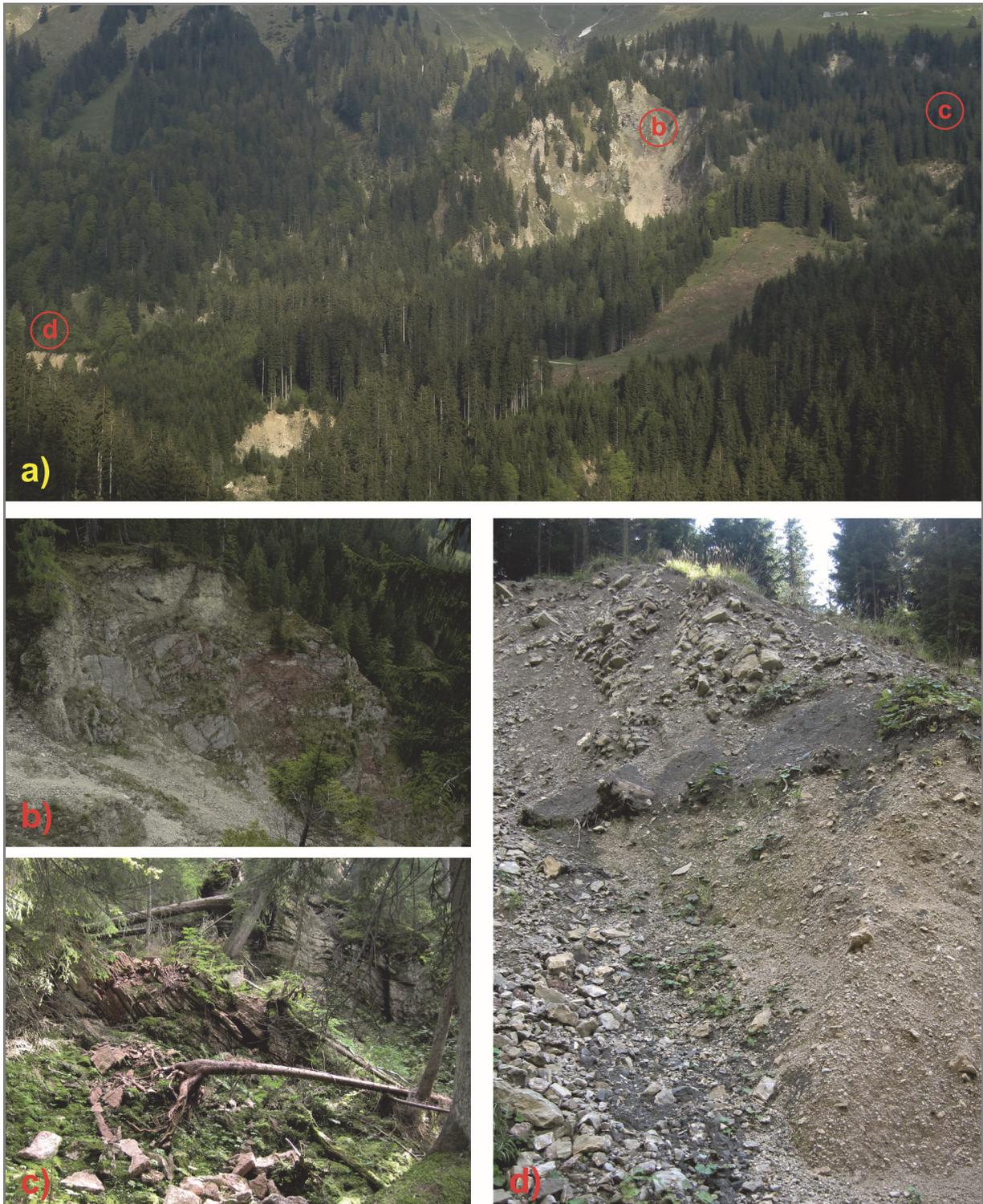


Abb. 12: Felsgleitung (Rotkalk-Gruppe/Allgäu-Fm. über Kössen-Fm./Schattwalder Schichten) im nord-östlichen Abschnitt des Massenbewegungsareals südlich des Kesselbachs.

- a) Blick nach SE auf den Abrissbereich unterhalb des Rethalm-Hochlegers (b, c) und den Ablagerungsbereich (d).
- b) Blick in die Abrissnische mit großer, im Verband erhaltener Felsscholle.
- c) „zergleitende“ Felsschollen aus Rotkalk, rezent aktiv.
- d) Erodierete Stirn der Felsgleitung im Kesselbach: die Gleitmasse aus Rotkalk (reliktisch im Verband) über intensiv deformierten roten und schwarzen Kössener/Schattwalder Mergeln und Tonsteinen (Gleithorizont mit überfahrenen Baumstämmen an der Basis) überlagert Bach-/Murschutt.

Im südwestlichen Abschnitt tritt einzig die Kössen-Fm., teilweise mit mächtigerer Moränenbedeckung auf. Die Verwitterungsanfälligkeit und wasserstauende Wirkung der überwiegend feinklastischen Sedimente führt zu großflächigen, aber tendenziell seichten, in Teilbereichen schutt-/erdstromartigen Rutschungen mit Lockermaterialcharakter (Abb. 13a). Dabei wird auch auflagerndes Moränenmaterial involviert. In den Feinklastika tritt zudem eine mehrere Meter mächtige Kalkrippe (Lithodendronkalk) hervor. Sie bildet eine kleinräumige „Hart (Lithodendronkalk) auf Weich (Feinklastika)“-Konstellation mit Zerlegung der Kalke und anschließenden schutt-/erdstromähnlichen Rutschkörpern (Abb. 13b). Kleinere, aber zahlreiche Rotationsanbrüche hin zu eingeschnittenen Gerinnen sind in der mächtigeren Grundmoräne zu beobachten. Die Grundmoräne selbst ist aber in meist relativ stabilen Bereichen erhalten. Die Massenbewegungen „verlieren“ sich typischerweise hangabwärts am Übergang zum unterlagernden Plattenkalk, erreichen hier also nicht direkt den Kesselbach (siehe auch Abb. 9: violette Flächen in rechter Bildhälfte).

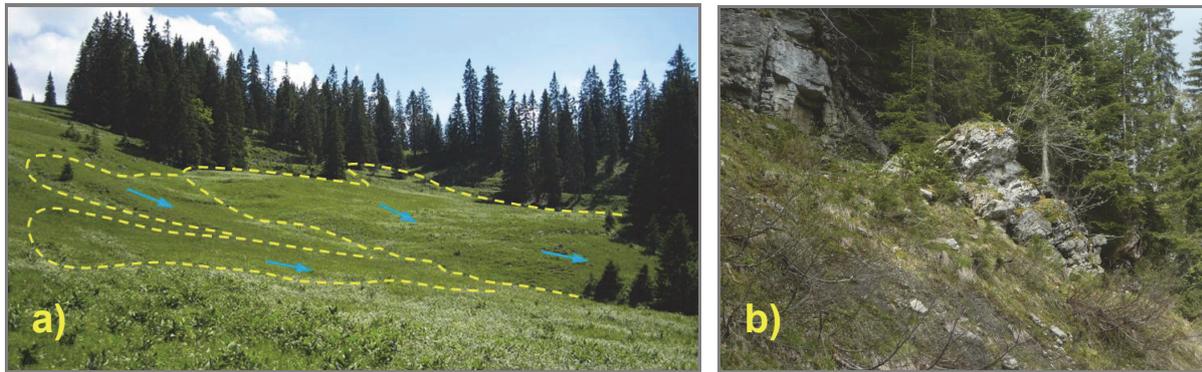


Abb. 13: a) Großflächige, aber seichte Rutschprozesse in Kössen-Fm. (teilweise mit auflagerndem Moränenmaterial) bei geringer Hangneigung und starker Durchfeuchtung (Kössener Mergel und Tonsteine als Wasserstauer).
b) Verkippung/Kollaps von Felspartien des Lithodendronkalks, weitere Zerlegung und Abgleiten in Rutschungen und Schuttströmen auf verwitterten Feinklastika.

3.4. Massenbewegungen im Gebiet der Klammbachalm östlich von Achenwald

Der Plattenkalk fällt im südexponierten Hang zwischen Reitstein (1516 müA) im Westen und Schildenstein (1613 müA) im Osten Richtung Klammbach und Mahmoosbach mittelsteil ca. 30° bis 45° nach Süd bis Südost mit dem Hang bzw. in kleinem Winkel aus dem Hang streichend ein. Weit durchschlagende, WNW-ESE-streichende Störungen mit dextralen Versätzen segmentieren die Schichtfolge hier im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale und führen zum stufenförmigen „Vorspringen“ des Plattenkalkes nach Südosten (Abb. 14).

In einem Zwickel zwischen NE-SW-verlaufendem Schichtstreichen des Plattenkalkes und einer dieser dextralen Störungen sind nördlich oberhalb der Klammbachalm auf einer Höhe von ca. 1220 bis 1260 m markante Abrisse ausgebildet (Abb. 15). Die insgesamt komplexe Massenbewegung entwickelt sich durch schichtparalleles Zergleiten der obersten Plattenkalkbänke entlang der zur hangenden Kössen-Fm. zunehmend eingeschalteten Mergel- und Tonsteinfugen. Im Hangprofil wird eine große konvexe flexurelle Verbiegung des Plattenkalkes durch einen steileren Unterhang und einen flacheren Oberhang nachgezeichnet (Abb. 16). Bedingt durch die Hangmorphologie fällt die Schichtung überwiegend geringfügig steiler ein als die Hangneigung (relativ stabile Konstellation). Im Scharnierbereich der Flexur (konvexer Übergang flacherer Oberhang – steilerer Unterhang) sind Schicht- und Hangeinfällen praktisch gleich (instabile Konstellation; Abb. 17 linkes Bild). Morphologisch äußert sich dies in einem Ausstreichen der Schichtköpfe im flacheren Oberhang, einem Zergleiten der Schichtpakete im Be-

reich des Scharniers und einem „Herauskippen“ der Schichtpakete im Unterhang infolge „Nachschiebens“ und Stauchung durch die abgleitenden Gesteinsplatten oberhalb.

Vom stabilen Gebirge durch die markanten dextralen Störungen abgetrennt, zerlegen sich die abgleitenden bzw. „gestauchte“ herauskippenden Plattenkalkbänke sukzessive auf kurzer Distanz (einige Zehnermeter Transportweite) in ein plattiges Grobblockwerk. Diese Blockschutthalde fährt auf die hangabwärts einsetzenden, ebenfalls ca. mit dem Hang streichenden und steiler als die Hangneigung einfallenden Schichten der Kössen-Fm. auf. Deren überwiegend feinklastisches Verwitterungsmaterial transportiert als Rutschmasse das Blockwerk weiter talwärts. Unterhalb des hier in einer Geländeverflachung auf ca. 1160 m querenden Forstweges zeigt der östliche Transportbereich einen rezent inaktiven Blockstrom, der bis auf eine Höhe von 1070 m herunterreicht.

Der rezent aktive westliche Bereich wird durch stark vernässte Rutschungen aus Rotationsanbrüchen in Kössener Mergeln und Tonsteinen am Westrand der Massenbewegung zusätzlich genährt (Abb. 17 rechtes Bild). Räumlich und zeitlich multiple Generationen von Schuttstromzungen transportieren ab hier die gesamte Materialzufuhr (einschließlich Plattenkalkschutt) Richtung Klamm bach, wo eine Vereinigung mit weiteren, von Nordosten herantransportierten Rutschmassen erfolgt. Ab hier biegt die Rutschmasse mit Schuttstrom-Charakter nach Südwesten ins Klamm bachtal ein und reicht trotz geringer Hangneigung sehr weit bis zu einer Talverengung am Zusammenfluss von Grabnerbach und Klamm bach. Die Stirn der Rutschmasse ist im Bachbett bis auf anstehende jurassische, teils kieselige Kalksteine und Mergel erosiv angeschnitten. Dadurch lässt sich eine Mächtigkeit der Rutschmasse von mindestens ca. 15 m im distalen Bereich abschätzen.

Die weiter von Nordosten herantransportierten Rutschmassen stammen aus einem östlich an das beschriebene Massenbewegungsareal anschließenden Herkunftsbereich. Dieser ist zwar ebenso großflächig, aber insgesamt weniger deutlich entwickelt. Beide Bereiche trennt ein N-S-verlaufender, relativ stabiler Rücken aus Gesteinen der Kössen-Fm., der unterhalb des oben erwähnten Forstweges ab einer Höhe von 1140 m talwärts Zerrgräben und „Absetzungen“ zeigt. Auf einer Höhe von 1100 m tritt eine mehrere Meter mächtige, steil in den Hang fallende Kalkrippe mit aufgelockertem Gesteinsverband morphologisch hervor.

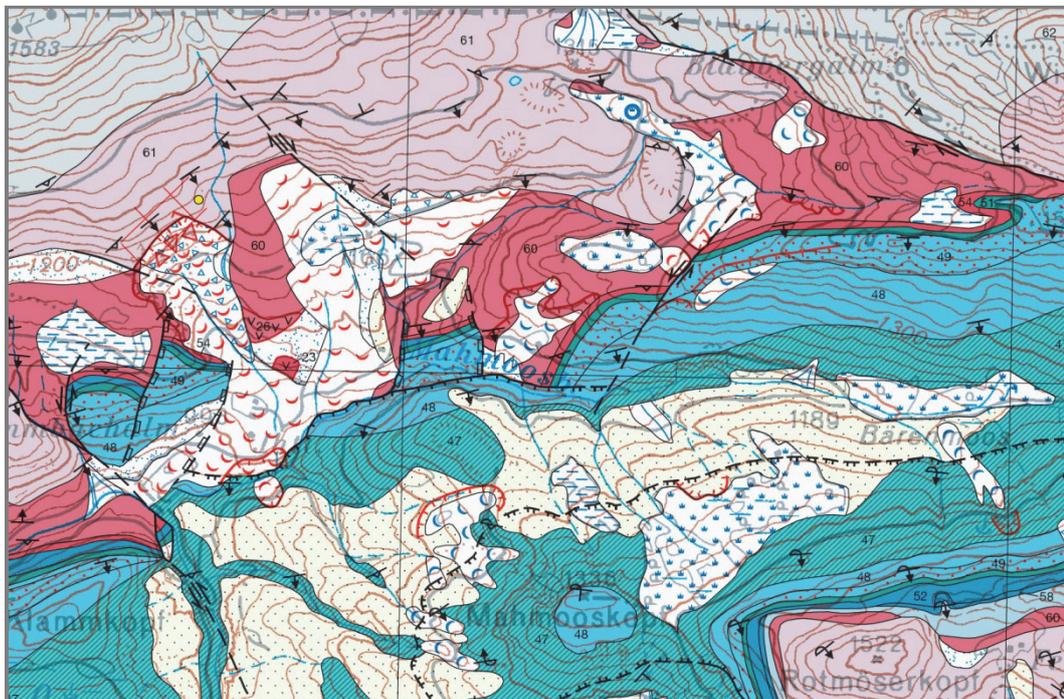


Abb. 14: Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25.000 Blatt 88 Achenkirch (GRUBER & BRANDNER, 2011; Beilage I zu diesem Tagungsband) mit den Massenbewegungen im Gebiet Klamm bachalm – Blaubergalm – Mahmooskopf; Legende siehe Beilage I.

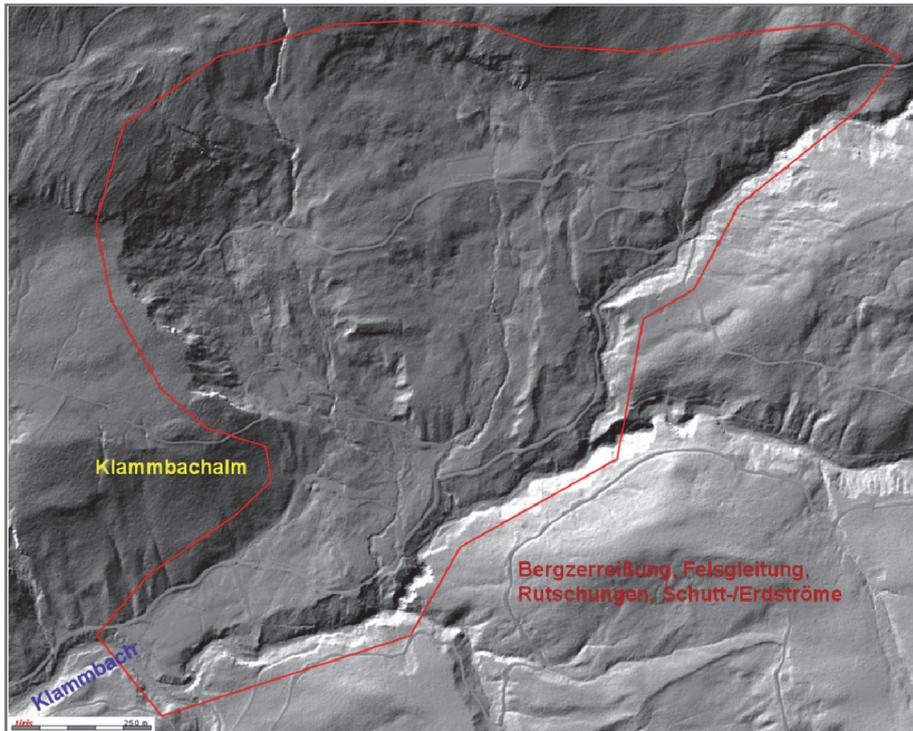


Abb. 15: Komplexe Massenbewegung Klammbachalm (schematisch umgrenzt) im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale; Laserscanning Tirol © Land Tirol.

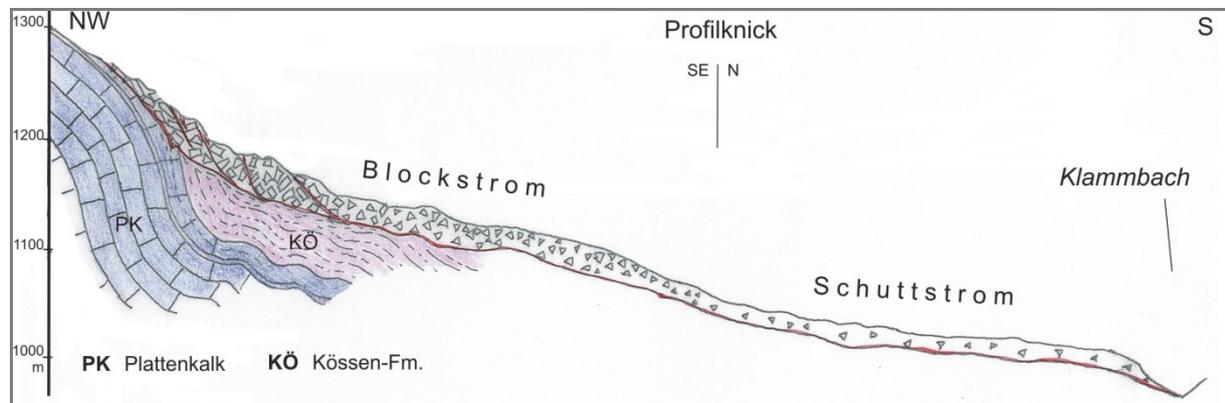


Abb. 16: Geologischer Profilschnitt im Bereich Klammbachalm nördlich des Klammbaches; Erläuterung im Text.



Abb. 17: Komplexe Massenbewegung Klammbachalm; Abrissbereich im mit dem Hang fallenden Plattenkalk (linkes Bild); stark vernässter Anbruch in Kössen-Fm. mit anschließender schuttstromartiger Rutschmasse und Krummwuchs der Bäume (rechtes Bild).

Im weiteren Umfeld der Klammbachalm nach Südosten und Osten treten in der Thiersee-Synklinale weitere Massenbewegungen auf (Abb. 14). Sie erreichen, bezogen auf Fläche und Tiefgang, zwar bei Weitem nicht die voranstehend beschriebenen Dimensionen, sind aber teilweise kinematisch sehr aktiv und möglicherweise als Geschiebeherde von Relevanz.

Erwähnenswert sind diesbezüglich mehrere kleinere Rutschkörper und Schutt-/Erdströme in Grundmoräne und im Verwitterungsmaterial der Schrambach-Fm. in der westlichen bis nordwestlichen Flanke des Mahmooskopfes (1336 müA), im Niveau und etwas unterhalb des dortigen Forstweges auf ca. 1100 bis 1180 müA. Ein auffälliger, ca. 300 m langer, 20–50 m breiter und wenige Meter mächtiger Erdstrom findet sich auf Höhe des Bärenmooses unmittelbar südlich des Mahmoosbaches und des dortigen Forstweges. Er bezieht sein Material über eine tiefe, steile Rinne aus einem markanten Anbruch in verwitterter Schrambach-Fm. am oberen Forstweg bei ca. 1300 bis 1360 müA nordöstlich unterhalb des Rotmöserkopfes (1522 müA).

In der vom Mahmoosbach (bei ca. 1100 müA) zur Blaubergalm hinaufziehenden Kössen-Fm. sind, teils im tektonisch überprägten Grenzbereich zu den hangenden Schichtfolgen, wiederum mehrere Rutschungen entwickelt, die lokal auch etwas tiefer greifend sein können. Am Kamm zwischen Blaubergalm und Bärenmoos verläuft auf einer Höhe von ca. 1300 bis 1420 müA (bis zur dortigen Kehre der Blaubergalmstraße hinaufreichend) eine Bergzerreißung mit initialen Sackungsstrukturen in den gemäß der Hangexposition S-fallenden Schichten der Ammergau-Fm.

3.5. Massenbewegungen im Gebiet Schneidjoch – Wildalm

Im N-exponierten Hang des langgezogenen Kammes des Schneidjochs (1811 müA), hin zum weitläufigen Verebnungsbereich der Wildalm (mit dem bedeutsamen Moorkomplex des Wildalmfilzes), sind drei signifikante Massenbewegungsareale ausgebildet (Abb. 18). Gemeinsam ist ihnen die gleiche geologisch-geotechnische Grundsituation (Abb. 19): das Schneidjoch stellt den überkippten und zusätzlich nach Norden an einer flachen Scherbahn durchgerissenen Südschenkel der Thiersee-Synklinale dar. Somit lagern, mehr oder weniger steil invers S-fallend, sehr kompetenter Hauptdolomit und Plattenkalk im Bereich des Schneidjoch-Kammes einer insgesamt inkompetenten inversen Schichtfolge (Kössen-Fm., Allgäu-Fm., Ammergau-Fm., Schrambach-Fm.) auf. Eine Ausnahme ist der sehr kompetente im Hangenden der Kössen-Fm. eingeschaltete Oberrhätkalk.

Am Westende des Schneidjoch-Kammes ist im Übergang Hauptdolomit – Plattenkalk eine Bergzerreißung mit Sackungsstrukturen, Abrissen und starker Auflockerung des Gebirgsverbandes Richtung Filzmoosbach ausgebildet (in Abb. 18 links im Bild). Im Niveau der invers unterhalb ausstreichenden Kössen-Fm. geht die Massenbewegung in zwei teils sehr aktive Rutschkörper über, die über Schrambach-Fm. bis zum Forstweg auf ca. 1300 bis 1320 mA herabreichen. Eigentliche Ursache der Hanginstabilität dürfte das Versagen des mechanisch schwächeren Unterlagers sein.

Nordöstlich unterhalb des zentralen Abschnitts des Schneidjochs, unmittelbar östlich der Angernalm, liegt ein bewaldeter Kopf aus Oberrhätkalk (in Abb. 18 in Bildmitte). Die durchreichende Überschiebung im inversen Südschenkel der Thiersee-Synklinale bringt diesen über der überkippten, tektonisch lückenhaften Schichtfolge Allgäu-Fm. bis Schrambach-Fm. zum liegen (tektonisch bedingte „Hart auf Weich“-Konstellation (Abb. 20). Mitten am Kopf verläuft eine N-S-streichende, nach E exponierte, markante Abbruchkante. Sie setzt im Norden als Zerrgraben ein und entwickelt sich nach Süden zu einer bis über 20 m hohen Felskante. Die Abbruchkante markiert den Übergang vom aufgelockerten, aber noch im Verband befindlichen Gebirge zur Richtung Osten in Groschollen (zwei hohe, freistehende Felstrme) bis Blockwerk zerlegten, „abgesackten“ und zerglittenen Felsmasse aus Oberrhätkalk (Bergzerreißung Angernalm). Zudem ergibt sich der Eindruck eines „Einsinkens“ (plastische Deformation) in das weiche Unterlager. Das Blockwerk endet mit steilen Böschungen über den sumpfigen Wiesen der Wildalm.

Der Abendstein (1596 mA) ist ein im inversen Oberrhtkalkzug am Ostende des Schneidjoches markant herausragender Felskopf (in Abb. 18 rechts im Bild; Abb. 21). Mitverantwortlich dafür ist eine hier auftretende Schar von steilstehenden, dextralen NW-SE- und sinistralen NE-SW-Seitenverschiebungen. Sie „verschneiden“ und „zerhacken“ den Oberrhätkalk regelrecht und bewirken das seitliche Herauskippen großer Kalkschollen auf die lateral anstehende Kössen-Fm. (Bergzerreißung Abendstein). Mit deren generell auch dort zu seichteren Rutschprozessen tendierendem Verwitterungsmaterial „wandern“ die Felsblöcke hangabwärts nach N.

Südlich des Abendsteins folgt hangaufwärts nach einer E-W-streichenden Senke, die den Verlauf der ebenfalls tektonisch „zerhackten“ Kössen-Fm. nachzeichnet, invers S- bis steil aufrecht N-fallender Plattenkalk (Abb. 22). Hier, im Übergang zum Ragstatt-Rücken, der östlichen, morphologisch abgerundeten Fortsetzung des Schneidjoch-Kammes, sind tief greifende, E-W-streichende Bergzerreiungen mit deutlichen Zerrgräben ausgebildet (Bergzerreißung Ragstatt-Rücken). Sie entwickeln sich durch den heraus kippenden, dabei aufgehenden, steil in den Hang fallenden Schichtverband nach Art des Schichthakenwurfs. Die invers darunter einfallende Kössen-Fm. dürfte aus geomechanischer Sicht einmal mehr der wesentliche Schwachpunkt sein.

Die Bergzerreiungen Abendstein und Ragstatt-Rücken können als zusammenhängender, tektonisch und lithologisch induzierter Prozess der gravitativen Gebirgsauflockerung interpretiert werden.

3.6. Weitere Massenbewegungen auf dem Kartenblatt

Auf dem Kartenblatt Achenkirch (GRUBER & BRANDNER, 2011; Beilage I in diesem Tagungsband) befinden sich zahlreiche weitere, hier nicht beschriebene, tiefer greifende wie auch eher flachgründige Massenbewegungen (Bergzerreiungen, Rutschungen/Gleitungen, meist kleinere Schutt- und Erdströme), die vorzugsweise im Verlauf der Karwendel- und Thiersee-Synklinale zu finden sind. Namentlich noch kurz erwähnt werden Massenbewegungen im Gebiet Hofjoch (1341 mA) – Schmalkopf (1048 mA), südlich des Blaubergkopfs (1787 mA) und der Halserspitze (1863 mA) im Bereich Schnleitenalm, westlich und nordöstlich des Lindsteins (1373 mA), zwischen Lochalm-Hochleger und -Niederleger (Bächental) und am Plickenkopf (1429 mA).

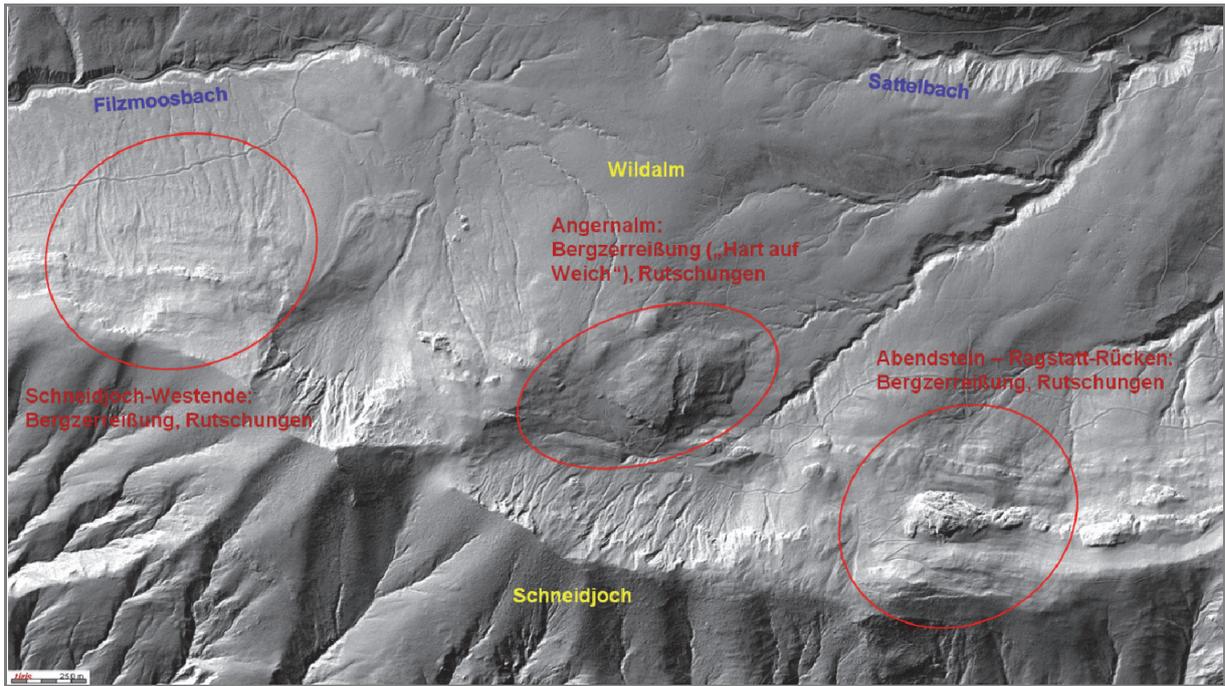


Abb. 18: Verbreitung gravitativer Massenbewegungen (schematisch umgrenzt) in den N-exponierten Hängen des Schneidjochs (Südschenkel der Thiersee-Synklinale); Laserscanning Tirol © Land Tirol.

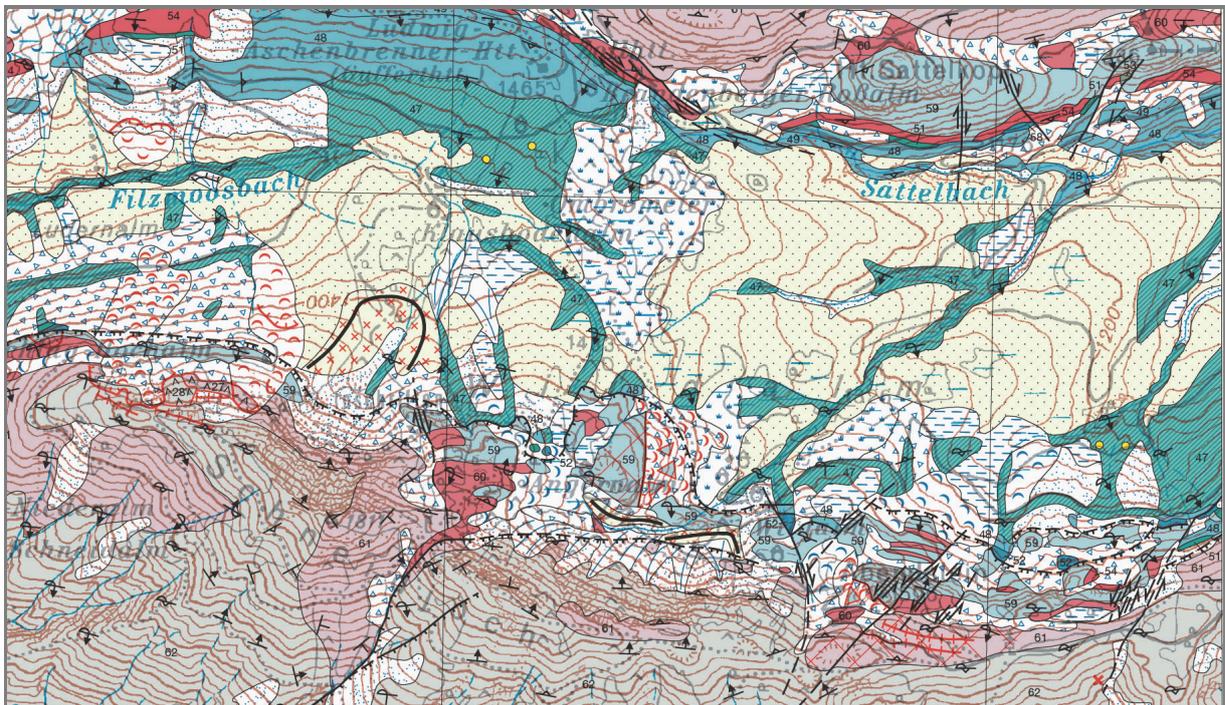


Abb. 19: Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25.000 Blatt 88 Achenkirch (GRUBER & BRANDNER, 2011; Beilage I zu diesem Tagungsband) mit den Massenbewegungen im Gebiet Schneidjoch – Wildalm; Legende siehe Beilage I.

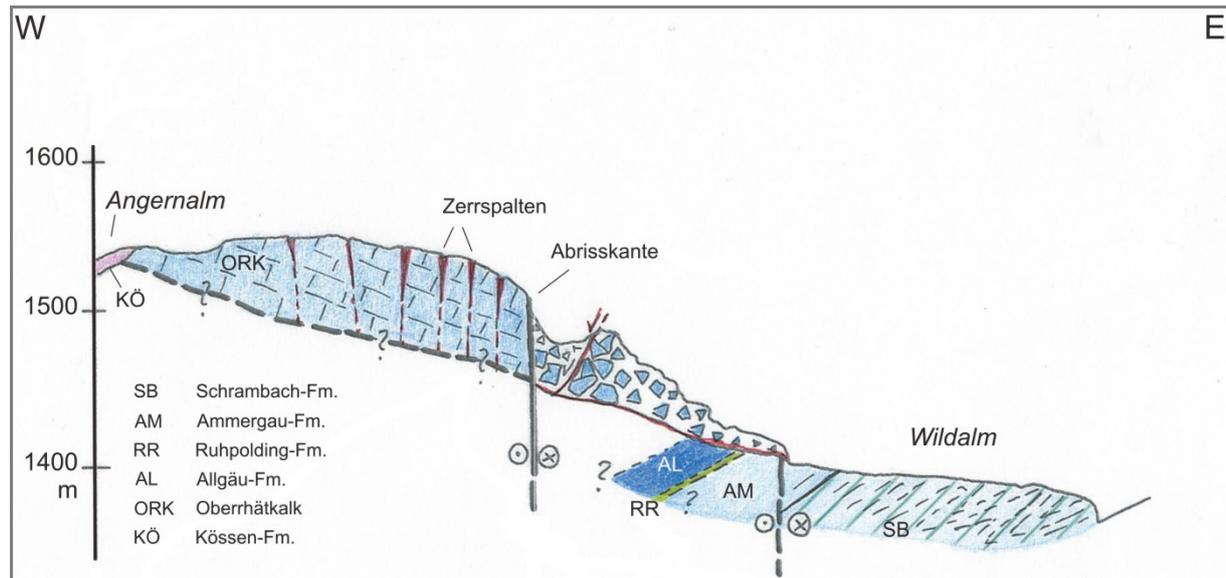


Abb. 20: Geologischer Profilschnitt durch die Bergzerreißung östlich der Angernalm; Erläuterung im Text.

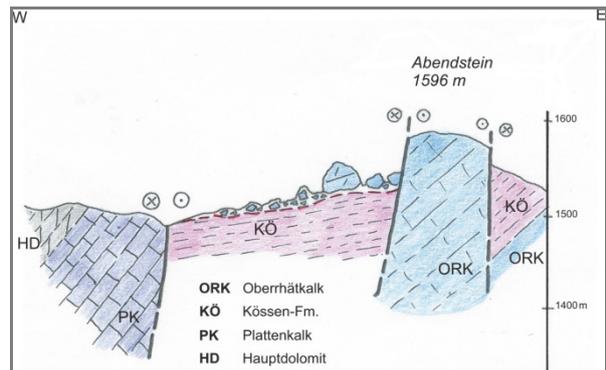
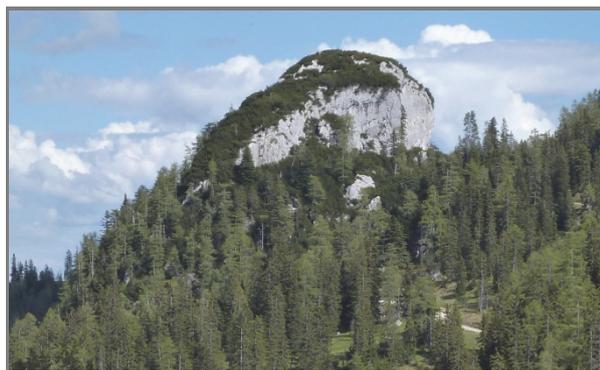


Abb. 21: Blick nach E auf den Abendstein (linkes Bild) in Richtung Profilverlauf W-E des rechten Bildes.
 Geologischer Profilschnitt (rechtes Bild) durch die Bergzerreißung des Abendsteins; Erläuterung im Text.

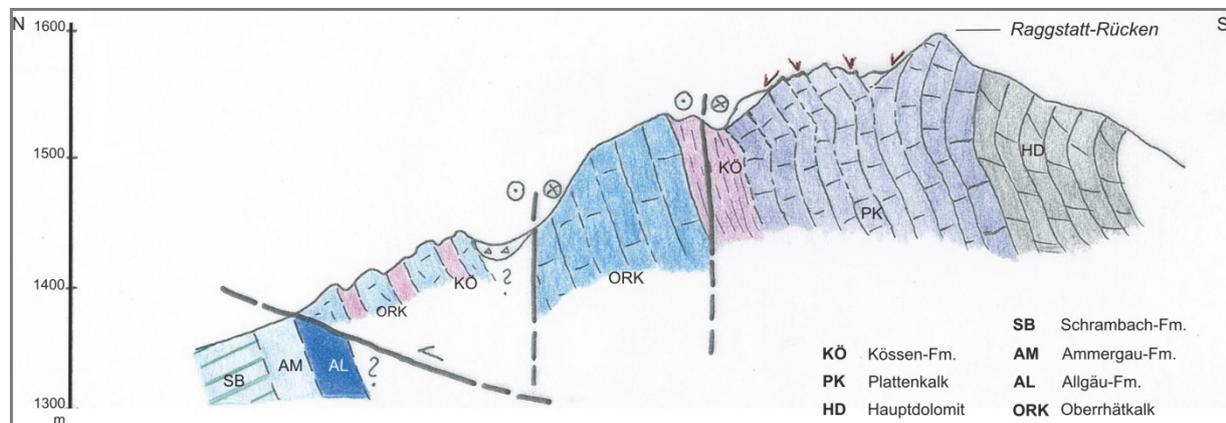


Abb. 22: Geologischer Profilschnitt von der Wildalm im Norden über den Abendstein (Bildmitte) bis zu der Bergzerreißung des Ragstatt-Rückens im Süden; Erläuterung im Text.

4. Zusammenfassende Charakteristika der Massenbewegungen

Zusammenfassend werden hinsichtlich der Typisierung und Charakterisierung der gravitativen Massenbewegungen auf Blatt 88 Achenkirch folgende Punkte hervorgehoben:

- Morphologisch prägende Massenbewegungen sind Bergzerreißen, große Felsgleitungen bzw. großflächige Rutschungen in Kombination mit Phänomenen und Prozessen der plastischen Deformation sowie Schutt-/Erdströme; häufig miteinander kombiniert bilden sie komplexe Massenbewegungen.
- Die Ursachen der Massenbewegungen sind überwiegend an die geotechnischen Eigenschaften der Gesteine der Kössen-Fm. (inklusive Schattwalder Schichten bzw. Kendlbach-Fm.), der Rotkalk-Gruppe, der Allgäu-Fm. und der Schattwald-Fm. gebunden; diese sind in der Karwendel-Synklinale im Westen und der Thiersee-Synklinale im Osten des Kartenblatts weit verbreitet.
- Die Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Gesteine (z. B. Rotkalk-Gruppe und Kössen-Fm.) begünstigt die Entwicklung von Massenbewegungen vor allem in Form schichtgebundener Gleitprozesse, aber auch in Form plastischer Deformation der inkompetenten Abfolgen, verbunden mit einer Zerreißen des kompetenten Auflagers.
- Der Tiefgang der Massenbewegungen ist unterschiedlich: typisch sind wenige Meter bis mehrere Zehner-Meter; dabei stellen auch relativ seichte, aber großflächige Massenbewegungen landschaftsprägende Strukturen dar.
- Einige Massenbewegungen auf dem Kartenblatt könnten eine prä-LGM-Aktivität aufweisen; der Großteil der kartierten Massenbewegungen zeigt auch rezent eine teils erhebliche Bewegungsaktivität; Auswirkungen auf das Geschiebepotential der Wildbäche sind evident.

5. Literatur

- BRANDNER, R., LOTTER, M., GRUBER, A. & ORTNER, H. (2011): Vom Bächentaler Becken zur Achantaler Schubmasse. – Exkursionsführer Achantal-Bächental E3, Tagungsband Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 Achenkirch, Wien.
- GRUBER, A. & BRANDNER, R., mit Beiträgen von SAUSGRUBER, T., SPIELER, A., GRUBER, J., LOTTER, M. & ORTNER, H. (2011): Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch. – Geologische Karte 1:25.000, Tagungsband Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 Achenkirch, Beilage 1, Wien.
- GRUBER, A., LOTTER, M. & GRUBER, J. (2010): Lithologisch-struktureller Bezug komplexer Massenbewegungen im Bächental (östliches Karwendelgebirge, ÖK 88 Achenkirch). – Vortrag und Kurzfassung Beitrag 12. Geoforum Umhausen, Umhausen – Niederthai.
- LOTTER, M. & ROHN, J. (in Vorb.): Geogene Naturgefahren – Ingenieurgeologie. – In: MANDL, G.W., VAN HUSEN, D. & LOBITZER, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl. – Geol. B.-A., Wien.

Geotechnische Besonderheiten bei „Vorderriß I“ und anderen übertiefen Bohrungen durch die Nördlichen Kalkalpen

F. MARSCH

Vorgeschichte

Die nördlichen Kalkalpen (NKA) als west-oststreichender, 600 km an der Erdoberfläche verfolgbarer Körper mit einem Tiefgang bis max. knapp 8 km unter Adria-Niveau sowie ihr hierortiger geologischer Untergrund waren in den 1980er Jahren ein Hauptinteressengebiet der Erdgasprospektion (BRIX u. SCHULZ, 1993). Standen diesbezüglich zunächst oder schon früher im Wiener Becken Bohrungen im Raume Aderklaa bzw. Gajary – Studienka (Slowakei) bis ins Liegende der NKA im Mittelpunkt, so waren dies im Alpenraum u. a. die Bohrungen im Raume Berndorf, weiters Urmannsau, Mitterbach bzw. Grünau und Vordersee. Bei Bohrendteufen von bis über 6 km zeigten sich bereichsweise Probleme mit der Erzielung entsprechender Bohrfortschritte.

Fragestellung

Die geotechnischen Herausforderungen dieser Zeit bei der Abteufung solcher übertiefen Bohrungen durch mächtige Karbonatkomplexe bis in deren Liegendes lagen in der Bewältigung ingenieurgeologischer Probleme (MARSCH, 1996), nämlich

- möglichst lotrechter Durchteufung des Bohrloches durch sämtliche Formationen bis zur Endteufe der Bohrung;
- erfolgreicher Niederbringung von zielgerichteten Ablenkungen aus diesen Bohrlöchern;
- möglicher Früherkennung abnormaler Formationsdrücke infolge natürlich komprimierten Gases, sedimentärer oder tektonischer Aufladung im Liegenden abdichtender Schichten;
- Beherrschung plötzlicher Umlagerung von Gebirgsspannungen infolge Hohlraumöffnung, insbesondere bei Lösung von Residualspannungen;
- richtiger Einschätzung von Zeit- und Kostenfaktoren für die Extremfälle Gebirgsfließen bzw. Karsterscheinungen.

Ergebnisse

Aus einer Auswertung der Unterlagen der Tiefbohrungen in Vorderriß, Hindelang, Sulzberg (alle nahe der Staatsgrenze Österreich/Oberbayern) und Molln (im österr. Sengsenengebirge) stammen die nachfolgenden Beobachtungen/Maßnahmen mit der Zielsetzung, zukünftig ein erfolgreiches Niederbringen durch das Liegende der nördlichen Kalkalpen zu gewährleisten:

1. Gerades und saigeres Bohrloch notwendig: Keine dog-legs, keine key-holes; regelmäßige Neigungskontrolle.
2. Helvetikum ist durch überlagerndes Kalkalpin vielfach strukturell abgedichtet und tektonisch eingespannt:
 - Gasanstieg unterhalb Kalkalpin-Unterkante, aber rascher Rückgang möglich;
 - Isolierte Porenhochdrücke bereichsweise wahrscheinlich;
 - Spannungsumlagerungen infolge Hohlraumöffnung (Nachbrüche, Auskesselungen) erfolgen in tektonisch ungestörten Bereichen mit zeitlicher Verzögerung bei fortschreitendem Bohrvorgang oder technischem Stillstand infolge Verrohrung, Zementation, etc.
Sie erfolgen aber rasch und unkontrolliert in Scherzonen (reichlicher Nachfall vor dem Festwerden; MARSCH et al., 1990) oder bei lithologisch hohem Anteil an inkompetenten Horizonten (Quarzite, manche Mergel) bzw. in tonigen Bereichen, deren Mobilität auf tektonische Vorbelastung infolge plastischer Deformation – nicht auf Quellfähigkeit! – rückgeführt wird.

3. Rechtzeitiges Anheben des Spülgewichtes! Das ist aber nur möglich, wenn oberhalb keine Spülungsverluste auftreten: Offene Klüfte im oberen Helvetikum sowie Kalkalpin dagegen bewirkten schleichende permanente Spülungsverluste ($10 \text{ m}^3/\text{d}$ bei Spülgewicht = 1.20). Wenn Gefügeflockung infolge Entspannung begonnen hat (Nachfall!), sind Bohrlochinstabilitäten nicht mehr aufzuhalten:
4. Die Durchörterung des Helvetikums muss rasch erfolgen, unmittelbar anschließend verrohren (Standfestigkeit in Abhängigkeit von der Zeit)! Dabei kann Neigungsaufbau mit unwesentlich erhöhtem Aufwand an Bohrzeit hintangehalten werden (Vorteile hinsichtlich Casing-Verschleiß).
5. Bohrstrangschwingungen einerseits sowie plötzliche Fazieswechsel andererseits verursachen ebenfalls Bohrlochinstabilitäten, die trotz Nachbohrens zu Zirkulationsausfällen (Verstopfung) und Festwerden des Bohrstranges führten.
6. Weitere bohrtechnische Lösungsmöglichkeiten bei Bohrlochinstabilitäten:
 - Diverse Warzenmeißel in zerrüttetem Gebirge (z. B. 29 Stk. Warzenrollmeißel [mittlerer Härte] durchschnittlich etwa 93 Stunden Standzeit vor Einbau der 13 3/8“ Rohrtour; Spülgewicht = 1.10–1.17).
 - kleinerer Meißeldurchmesser: Statt geplantem 12 1/4“ Rollmeißel: 8 1/2“ Rollmeißel auf 6 3/4“ Schwerstangen eingebaut und nachträglich erweitert.
 - KCI-Spülung gegen Ölspülung tauschen: Bohrung Hindelang / 3. Loch zur Gänze.
7. Bei Festwerden im Helvetikum hat in Bohrung Hindelang / 2. Loch nur noch Back-off-Schießen, Rückzementation sowie Ablenken mit Steering-tool geholfen.
8. Regelmäßige begleitende Kontrolle unter Einsatz von Data-Units ermöglichte bohrtechnische Schwierigkeiten
 - sofort zu erkennen,
 - ihnen rechtzeitig gegenzusteuern,
 - Bohrkosten zu senken.

Schlussfolgerungen

Zusammenfassend wollen wir – grob vereinfacht – folgende Erkenntnisse auflisten:

- Die genannten bohrtechnischen Probleme und Erschwernisse waren öfters mit sukzessivem Einbruch von Thermalwässern und Erdgasen in das offene Bohrloch verbunden. Dabei standen die verschiedenen, gleichzeitig geöffneten geologischen Horizonte mit unterschiedlichen hydraulischen Drucken an.
- Karbonatgesteine im Allgemeinen und insbesondere die mehrere km mächtige Formation der NKA bedingen in Tiefbohrungen zusätzliche Futterrohrkolonnen zum Zwecke der hydraulischen Absperrung/Trennung druckunterschiedlicher Horizonte: Mindestens ein weiterer Bohrdurchmesser als Reserve zusätzlich zu den geplanten technischen Kolonnen der Bohrlochverrohrung ist daher ins Kalkül zu ziehen. Diese Option bedingt größeren Bohrdurchmesser von Beginn der Bohrung.
- Geht man heute für ein durchschnittliches Preisniveau eines 5 km tiefen Bohrloches von netto mindestens 15 Mio. Euro aus, so rechtfertigt sich damit die gründliche geologische Vorerkundung inkl. Literaturerhebung und On-line-Datendokumentation für ein solches Projekt in Sachen Erdöl/Gas/Thermalwasser/Geothermie sowie ein Nachnutzungskonzept für den Fall der Nichtfündigkeit (MARSCH & WESSELY, 1993).
- Leider wurden die erschlossenen Heil-/Thermal-/Mineralwässer, welche in den Nördlichen Kalkalpen in diesen Bohrungen anstehen, bisher nicht genutzt (MARSCH, 2007). Stattdessen musste nach dem Abbohren/Untersuchen/Messen/Testen zum Zwecke der fachgerechten Verfüllung und Auffassung der Löcher gemäß Bergrecht nochmals Geld investiert werden.

Literatur

- BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 2. Aufl., Wien (Verlag NHM Wien und F. Berger Horn).
- MARSCH, F. (1996): Geomechanical, geohydraulic and geochemical parameters influencing the drilling advance in deep wells in Austria, proceedings of the 1st Geothermal Symposium Bad Kleinkirchheim. – Wien (Verlag Geol. B.-A.).
- MARSCH, F. (2007): Wasservorkommen und -erschließung. – In: MARKTL & REITER (Hrsg.): Wasser – Heilmittel, Lebenselixier, Informationsträger, Wien (Verlagshaus der Ärzte).
- MARSCH, F. & WESSELY, G. (1993): Methoden der Kohlenwasserstoff-Exploration und ihre Bedeutung für die geologische Standortsuche von Ingenieurbauwerken. – Felsbau II, Essen (Verlag Glück Auf).
- MARSCH, F., WESSELY, G. & SACKMAIER, W. (1990): Borehole-breakouts as geological indications of crustal tensions in the Vienna Basin. – In: ROSSMANITH (Ed.): Mech. of Jointed and Faulted Rock. – Rotterdam (Verlag Balkema).



Nicht-Mitglied



Berger setzt ein
echtes Zeichen
Für Kunden
sprüßen
Bäume!



„Wenn ein Unternehmen seit mehr als 140 Jahren in Familienbesitz ist, heute von der fünften Generation geführt wird, dann gibt mir das ein Gefühl der Sicherheit. Für mich sind Traditionen die Basis für umsichtiges Handeln – wie auch der schonende Umgang mit der Umwelt zeigt.“

Ausdruck von
Zufriedenheit.



Ferdinand Berger & Söhne GmbH | Wiener Straße 80 | A-3580 Horn | T 02982-4161-0 | F 02982-4161-268
Stadtbüro Wien | Pulverturmstraße 3 | A-1090 Wien | T 01-313 35-0 | F 01-313 35-19
Verkauf Steiermark | M 0664-516 68 86
Verkauf Tirol | M 0664-546 76 41

www.berger.at

Pre-Press | Digitaldruck | Bogenoffsetdruck | Rollenoffsetdruck | Industrielle Buchbinderei

Vorträge

Web-basierte Thesaurus-Services der Geologischen Bundesanstalt zur Harmonisierung von kartenbasierten Geodaten

M. EBNER

Die Geologische Bundesanstalt bietet mit Herbst 2011 ein frei verfügbares kontrolliertes Vokabular geologischer Fachbegriffe in Form eines Thesaurus-Webservices an.

Das Thesaurus-Projekt der Geologischen Bundesanstalt widmet sich dem Aufbau eines kontrollierten Vokabulars für die semantische Harmonisierung von kartenbasierten Geodaten. Die Herstellung von semantischen (und technisch) interoperablen Geodaten wurde durch die Umsetzung der INSPIRE-Richtlinie 2007/2/EC in Nationales Recht (GeoDIG) zu einer gesetzlichen Verpflichtung für die Geologische Bundesanstalt. Zu diesem Zweck wurde von der Fachabteilung Geoinformation eine Strategie für die Entwicklung eines kontrollierten Vokabulars für die Geologische Bundesanstalt erstellt. Für die gegebenen Anforderungen wurde mit SKOS (Simple Knowledge Organisation System) ein auf RDF (Resource Description Framework) basierender W3C-Standard für die Kodierung des kontrollierten Vokabulars ausgewählt. Zu diesem Zweck ist eine Server-basierte Softwarelösung etabliert worden, die es ermöglicht, multilinguale Thesauri nach den „linked open data“-Prinzipien (www.linkeddata.org) zu erstellen, wodurch die effiziente Vernetzung mit anderen Datenknoten sowie die Integration mit bestehenden Applikationen ermöglicht wird.

Für die organisatorische und inhaltliche Umsetzung des Projekts wurde ein abteilungsübergreifendes Redaktionsteam gegründet. Das Thesaurus-Redaktionsteam soll das von der FA Geoinformation durchgeführte Thesaurus-Projekt inhaltlich unterstützen und bei der Generierung von thematischen Inhalten mitwirken. Die Arbeit des Redaktionsteams steht in enger Zusammenarbeit mit den thematischen Spezialisten im Haus und ermöglicht es, so den Findungsprozess einer „GBA-Meinung“ zu moderieren, wodurch eine breite Akzeptanz für die Inhalte des Thesaurus erzielt werden soll. Gegenwärtig wird am Aufbau von vier Thematischen Thesauri gearbeitet, welche die Grundinformation der geologischen Karten widerspiegeln: Lithologie, Geologische Einheiten, Tektonische Gliederung, Geologische Zeitskala. Alle diese Thesauri werden in Deutsch und schrittweise in Englisch zur Verfügung stehen. Zudem wird sowohl netzbasiert eine offene maschinenlesbare Serviceschnittstelle als auch eine Wiki-Variante angeboten.

Dies ermöglicht es, kartenbasierte Geodaten semantisch zu harmonisieren, um damit die Vorgaben von INSPIRE zu erfüllen. Darüber hinaus wird durch die Harmonisierung der Geodaten ein erheblicher Mehrwert für die Abfragbarkeit bzw. Informationsrückgewinnung erzielt. Für die Kunden der Geologischen Bundesanstalt wird durch die Offenlegung des kontrollierten Vokabulars und das damit verbundene Semantische Modell auch ein Teil des Wissensgebäudes zugänglich. Dadurch können Nutzer der harmonisierten Geodaten nachvollziehen, wie einzelne Konzepte verwendet werden, bzw. ihre Daten ebenfalls nach einem kontrollierten Vokabular attributieren.

www.ilf.com



ENGINEERING EXCELLENCE

Ob bei der Erschliessung natürlicher Rohstoffe unter schwierigen Bedingungen, der Entwicklung innovativer Industrieanlagen oder der Versorgung von Metropolen mit Wasser und Energie – die Ingenieurskunst ist es, die enorme Fortschritte in der Lebensqualität von Menschen möglich macht.

Als ILF Beratende Ingenieure stellen wir uns diesen Herausforderungen auf allen Kontinenten. Wir entwickeln heute zukunftsorientierte Lösungen für die Welt von morgen.

Unsere Geschäftsbereiche	Unsere Leistungen
<ul style="list-style-type: none">■ Öl und Gas■ Energie und Klimaschutz■ Wasser und Umwelt■ Verkehr und Bauwerke	<ul style="list-style-type: none">■ Beratung■ Planung■ Beschaffung■ Bauüberwachung■ Projektmanagement■ Inbetriebnahme

ILF Beratende Ingenieure ZT GmbH
Feldkreuzstraße 3
6063 Rum bei Innsbruck
Österreich

Tel. 0512 - 2412 - 0
Fax 0512 - 24 12 - 5900
Email info@ibk.ilf.com



**BERATENDE
INGENIEURE**

The Jurassic Begins in Karwendel! The Triassic/Jurassic GSSP and New Advances on the End-Triassic Mass-Extinction

Der Jura fängt im Karwendel an! Der Trias-Jura-GSSP und neue Erkenntnisse über das Massensterben am Ende der Trias

S. RICHOZ

The Kuhjoch section northeast of Hinterriss (Karwendel, Tyrol, Austria) was ratified in April 2010 as GSSP for the base of the Hettangian Stage and, as such, the base of the Jurassic System. Sedimentary successions across the Triassic/Jurassic boundary which are expanded and highly fossiliferous in the Northern Calcareous Alps are restricted to the Eiberg Basin, and can be traced over 200 km from the Salzkammergut (Kendlbachgraben, Upper Austria) in the east to the Lahnewiesgraben valley (northwest of Garmisch-Partenkirchen, Bavaria) in the west. With a thickness of more than 20 m, the Karwendel Syncline exposes the most expanded Triassic-Jurassic boundary succession within the Eiberg basin as well as worldwide. The well-exposed section displays a high and continuous sedimentation rate with a constant facies trend across the boundary level. The continuously subsiding Eiberg basin reached 150–200 m water depth in late Rhaetian time and was, therefore, less affected by the end-Triassic sea level drop which led to widespread and longer-lasting emersion of the surrounding shallow water areas. The distinct and abrupt lithological change from basinal carbonates of the Koessen Fm. (Eiberg Mb.) to marls and clayey sediments of the lower Kendlbach Fm. (Tiefengraben Mb.) is interpreted as a result of this sea level fall. This drastic change in lithology was interpreted during the last decade as the T-J boundary because it coincides with the disappearance of typical Triassic fossils such as ammonoids and conodonts. New studies demonstrate, however, that the lowermost metres of the Tiefengraben Mb. (= “Rhaetische Grenzmergel” sensu FABRICIUS, 1960 – including also the reddish Schattwald Beds) still yield a surviving Triassic micro- and nannofauna before they turned extinct as well. The section contains well preserved and frequent fossils and an abundant microflora allowing a cross-correlation with the continental realm.

The exact boundary level is 5.80 m above the top of the Koessen Formation and corresponds to the FO of the ammonite *Psiloceras spelae tyrolicum* HILLEBRANDT & KRYSZYN. This taxon relates to the group of *Psiloceras tilmanni* that is considerably older than other Northwest European psiloceratids (i.e. *Psiloceras erugatum*, *Psiloceras planorbis*) and is comparable with the oldest *Psiloceras* in North America (Muller Canyon, Nevada, USA) but is much better preserved (aragonitic shell, whorl section and complete suture line). The ammonite event correlates to the FO of *Cerebropollenites thiergartii*, a widely distributed palynomorph and Early Jurassic marker in continental successions. Additional boundary events are the FO of the aragonitic foraminifer *Praegubkinella turgescens* and of the ostracod *Cytherelloidea buisensis* 60 cm below the proposed stratotype point and the disappearance of the ostracod *Eucytherura sagitta* immediately above the point. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record shows an initial strong negative excursion near the boundary between the Koessen and Kendlbach Formations that may be correlatable worldwide. The stratotype point coincides with a shift to more positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values shortly above this negative peak.

The mass-extinction occurring around the Eiberg Mb./Tiefengraben Mb. lithological boundary is clearly stepwise but altogether represents the extinction of more than 80 % of all marine invertebrates. The extinction of marine and terrestrial biota is increasingly linked to the outgassing of large volumes of CO_2 and SO_2 during the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province. New multidisciplinary data, including organic geochemical proxies, isotope (C, N), and palynological data, from Kuhjoch and different cores in Luxemburg and Germany provide evidence for changes in type of black shale deposition that reflect major environmental perturbations across the T-J boundary. Prior to the T-J extinction, the Uppermost Rhaetian in Germany contains black shales that are rich in dinoflagellate cysts, and show high amplitude nitrogen isotope excursions. Because cyst-building dinoflagellates require oxygenated bottom waters, Rhaetian organic-rich sediments were deposited through

high-productivity in well mixed shallow marine basins. Following the major overturn of terrestrial vegetation (fern spike) and the marine extinction level, black shales in the lowermost Hettangian reveal extremely low dinoflagellate cyst abundance, but high abundance of prasinophyte green algae and acritarchs. These black shales also show elevated quantities of the biomarker isorenieratane. Isorenieratane derives from the brown strains of photosynthetic green sulphur bacteria (Chlorobiaceae) that require both light and free hydrogen sulfide in the water column. The presence of abundant isorenieratane and its diagenetic products suggests that marginal marine basins in NW Europe became salinity stratified and developed intense Photic Zone Euxinia (PZE) after the mass extinction event. This change in low oxygen conditions is consistent with the long-term effects of CO₂ release, greenhouse warming and post-extinction productivity breakdown. Isorenieratane occurs repeatedly in Hettangian and Sinemurian organic rich sediments. Hence, repeated PZE in epicontinental seas bordering the Tethys Ocean may have contributed to the slow recovery of shallow marine ecosystems after the Triassic-Jurassic boundary.

Poster

Seetone aus Quartärablagerungen auf Blatt ÖK 88 Achenkirch

A. GRUBER, J. RABEDER und I. WIMMER-FREY

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen ist im Gebiet nördlich des Rofengebirges, im Becken von Steinberg am Rofan (ÖK 88, ÖK 119), eine vielgestaltige Quartärabfolge erhalten, die durch mächtige glaziolakustrine und fluviatile Sedimente gekennzeichnet ist. Im Zuge des Würm-hochglazialen Eisaufbaues und Vorstoßes des Inngletschers in den großen Querfurchen der Kalkalpen bildeten sich zwischen Brandenberger Tal im Osten und Achenttal im Westen große Eisstauseen, die in mehreren Phasen mit Seeablagerungen verfüllt wurden. Letztlich wurden diese Seesedimente vom Inngletscher überfahren und mit Würm-Grundmoränen bedeckt (AMPFERER, 1905, 1914; v. WOLF, 1922; HORVACKI, 1982; WISCHOUNIG, 2006). Im Gebiet der Grundache, südlich von Steinberg, verzahnen die großteils hellgrau-grünlichen, teils massigen, meist jedoch feingeschichteten Bändertone bis -schluffe mit mächtigen, größeren Deltaablagerungen (WISCHOUNIG, 2006). Entlang des Mühlbaches hingegen gehen sie durch die Zunahme von grobkörnigen Klasten (Dropstones) rasch in kompakte Diamikte (Grundmoräne) über. In der Grundmoräne herrschen karbonatische Geschiebe vor, der Kristallinanteil (Amphibolite, Gneise) beträgt um die 5 %. Die Seesedimente sind im Übergang zu den Diamikten ebenso wie diese von zahlreichen durch die Eisbewegung bedingten Scherflächen durchzogen.

Die Mächtigkeit der Seesedimente beträgt im Tal der Steinberger Ache (Außersteinberg) teilweise über 100 m. Der höchste bekannte Aufschluss liegt im Bereich der Grundache (ÖK 119) auf 1080 m (WISCHOUNIG, 2005), im Gebiet des Mühlbaches (Neuhaus Moos, 1 km NW von Unterberg/Steinberg) auf einer Höhe von 1040 m. Da im Tal des zur Seeache/Isar entwässernden Ampelsbaches zur selben Zeit Seesedimente in ähnlicher stratigraphischer Position und Höhe abgelagert wurden, ist es vorstellbar, dass die Eisstauseen der Steinberger Ache und des Ampelsbaches über den niederen Sattel zwischen Unnutz und Guffert zusammenhingen.

Für fazielle Vergleiche wurden aus den Seesedimenten im Einzugsgebiet des Ampelsbaches und aus jenen des Mühlbaches / der Steinberger Ache sechs Proben für korngrößenmäßige und mineralogische Untersuchungen genommen. Die Probenahme erfolgte jeweils unmittelbar im Liegenden der auflagernden Diamikte an den Lokalitäten: Steinberger Straße, Pulverer Mahd, Waldhäusl, Mühlbach und Kirchbach (Abb. 1).

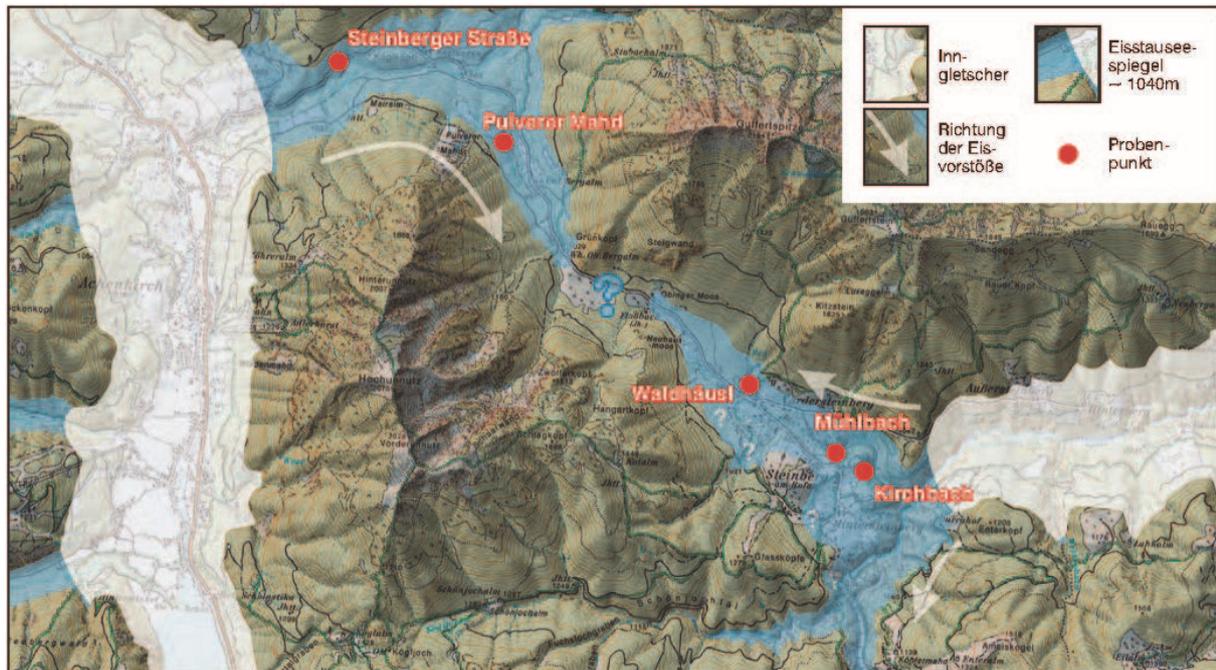


Abb. 1: Lage der Probenahmepunkte und Situation zur Zeit des Eisaufbaues im Würm-Hochglacial.

Ergebnisse der Korngrößen- und mineralogischen Untersuchungen

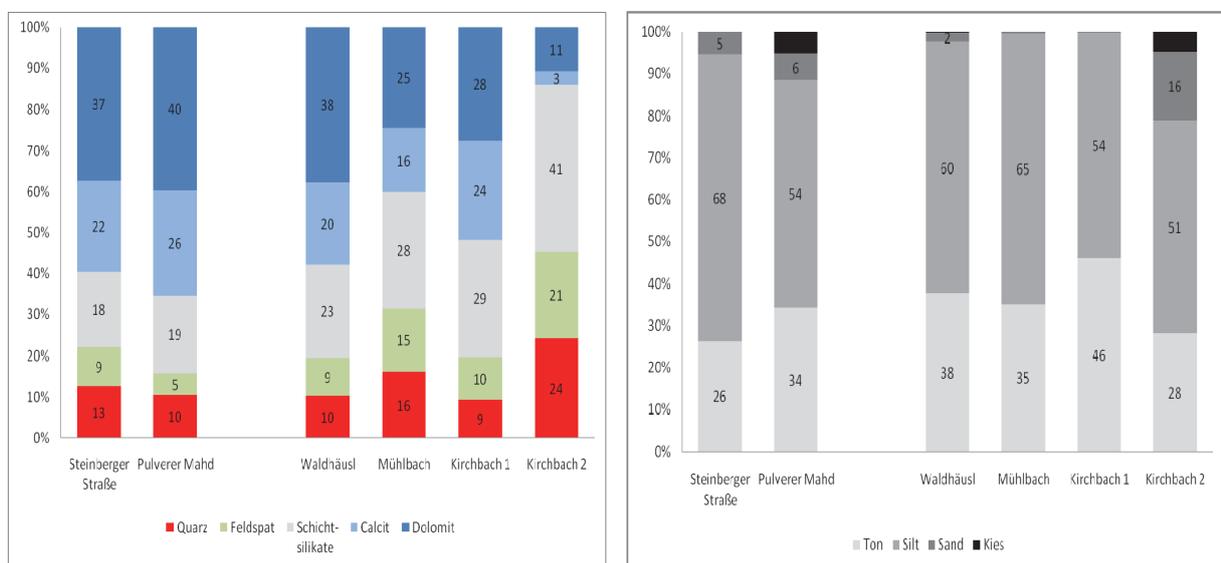


Abb. 2: Überblick über die mineralogischen Zusammensetzungen und die Korngrößenspektren der untersuchten Proben.

Die **Korngrößenverteilungen** wurden mittels Nasssiebung der Fraktion >32 µm und Sedimentationsanalyse der Fraktion <32 µm ermittelt.

Die Korngrößenspektren aller Proben sind schluffdominiert mit Siltgehalten zwischen 50 und knapp 70 Gew.-%. Erwähnenswerte Sand- und Kiesanteile zwischen 10 und 20 Gew.-% erreichen nur die Proben Pulverer Mahd und Kirchbach 2. Petrographisch handelt es sich bei den Proben Pulverer Mahd und Kirchbach 2 um sandige Tonsilte. Die Proben Steinberger Straße, Waldhäusl, Mühlbach und Kirchbach 1 sind praktisch sandfreie Tonsilte. Der Sortierungsgrad aller Proben ist extrem schlecht.

Die **gesamtmineralogische Zusammensetzung** wurde röntgenographisch ermittelt. Die semi-quantitative Auswertung der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe des Programms AUTOQUAN, das sich auf die Kernroutinen des Rietveld-Programms BGMN stützt.

Mineralogisch lassen sich die Proben aufgrund ihrer unterschiedlichen Karbonatgehalte in drei Gruppen zusammenfassen:

Die Proben **Steinberger Straße, Pulverer Mahd** und **Waldhäusl** weisen die höchsten Karbonatwerte auf. Sie liegen zwischen 55 und 65 Gew.-%. Der Dolomit ist mit etwa 40 Gew.-% die vorherrschende Karbonat-Komponente. Der Calcit bewegt sich zwischen 20 und 25 Gew.-%. Die Quarz-, Feldspat- und Schichtsilikatanteile sind dementsprechend niedrig. Sie liegen für Quarz zwischen 10 und 12 Gew.-%, für die Feldspäte zwischen 5 und 10 Gew.-% und für die Schichtsilikate um rund 15 Gew.-%.

Innerhalb der Schichtsilikate ist die Hellglimmer/Illit-Gruppe mit etwa 10 Gew.-% am stärksten vertreten, gefolgt von den Chloriten, die um Werte von 5 Gew.-% pendeln. Biotite, Vermiculite und Kaolinite sind lediglich in Spuren nachgewiesen.

Die Proben **Mühlbach** und **Kirchbach 1** sind karbonatärmer. Insbesondere die Dolomitanteile der Proben Mühlbach und Kirchbach 1 liegen um 10 und 15 Gew.-% niedriger als in den Proben Steinberger Straße, Pulverer Mahd und Waldhäusl. Im Calcit-Anteil sind die Unterschiede weniger augenfällig. Die niedrigeren Karbonatanteile werden vor allem durch höhere Anteile in den Schichtsilikaten ausgeglichen, in der Probe Mühlbach kommen auch noch höhere Quarzanteile hinzu.

Die Probe **Kirchbach 2** weist mit <15 Gew.-% den niedrigsten Karbonatwert auf. Der Calcit liegt bei 3 Gew.-% und der Dolomit bei 10 Gew.-%. Der Quarz ist mit ca. 25 Gew.-% und die Feldspäte sind mit ca. 20 Gew.-% ausgewiesen. Der Anteil der Schichtsilikate ist mit über 40 Gew.-% doppelt so hoch wie in den karbonatreichen Proben.

In allen Proben treten Spuren von Biotit, Vermiculit und Kaolinit auf. Zusätzlich findet man in allen Proben geringe Prozentsätze der Amphibol-Gruppe.

An den Komponenten der Fein- und Mittelkies-Fraktion der Proben Pulverer Mahd und Kirchbach 2 wurde eine makroskopische und eine lithostratigraphische Zuordnung der Karbonate und des Kristallinanteiles vorgenommen.

Die Kiesfraktion der Probe **Pulverer Mahd** weist ein buntes Karbonatspektrum mit einzelnen Kristallin- und Quarzkomponenten auf. Innerhalb der Karbonate lassen sich aufgrund von Farbe, Textur und Rundungsgrad zwei unterschiedliche Dolomittypen und drei Kalke bzw. Kalkschiefer unterscheiden.

Bei den dolomitischen Komponenten handelt es sich um Wettersteindolomit und Raibler und/oder Hauptdolomit, die in unmittelbarer Umgebung anstehend sind bzw. im südlichen Einzugsgebiet der Steinberger Ache sowie auch im Einzugsgebiet des Ampels- und Schwarzenbaches auftreten.

Unter den Kalkkomponenten sind überwiegend Wettersteinkalke der lokalen Umgebung und Ammergauer und/oder Schrambachschichten aus der nördlich angrenzenden Thiersee-Synklinale (Ampelsbach) und aus dem Rofangebirge, der südlichen Umrahmung von Steinberg, zu finden. Ebenso stammen die vereinzelt Rotkalke vom Typ Adnet und die Radiolarite aus diesem Bereich.

Mengenmäßig untergeordnet sind noch Kristallin- und Quarzkomponenten vertreten.

Die Kiesfraktion der Probe **Kirchbach 2** hingegen ist, wie auch die gesamtmineralogische Zusammensetzung zeigt, durch hohe Kristallin- und Quarzanteile geprägt, deren Liefergebiete südlich des Inn in den Zillertaler Alpen liegen.

Ebenso sind die wenigen karbonatischen Komponenten aus dem Kalkalpenbereich südlich des Inntales, der Schwazer Trias, zu beziehen. Es handelt sich um schwarze, gut gerundete und polierte Dolomite, die aus den Gutensteiner/Reiflinger/Raibler Dolomiten stammen und/oder dem Hauptdolomit zuzuordnen sind. Kalke wurden in der Kiesfraktion nicht identifiziert.

Zusammenfassung

Für alle untersuchten Proben gilt: die kristallinen Komponenten, vom Feinanteil bis zu den eckig und gerundeten Dropstones, sind zur Gänze dem Ferntransport durch den Inngletscher zuzuschreiben. Die karbonatischen Komponenten sind zum einen ebenfalls durch den Inngletscher fern transportiert, zum anderen stammen sie aus dem unmittelbar Anstehenden und den lokalen Gletschern an den Abhängen des Unnutz- und Guffertmassivs.

Der hohe Anteil von Kristallin in den Seetonen von Kirchbach im Südosten des Untersuchungsgebietes spricht dafür, dass vor allem der Zufluss aus dem Süden, aus dem Kristallin der Zillertaler Alpen, von maßgeblicher Bedeutung war. Auch die Karbonate werden aus einem weiter südlich gelegenen Einzugsgebiet bezogen. Aufgrund der topographischen Lage des Kirchbaches ist der Anteil von lokalem, karbonatischem Eintragungsschutt nur gering. Die Seetone von Kirchbach wurden geschützt in einer Klamm im Wettersteindolomit ohne wesentlichen Sedimenteintrag von den Seitenhängen abgelagert.

Im Gebiet des Ampelsbachs im Nordwesten des Untersuchungsgebietes hingegen ist der Karbonatanteil durch einen hohen Sedimenteintrag von den Seitenhängen dominiert. Ein Teil lässt sich auch auf die vom Inngletscher entlang des Achentals transportierten karbonatischen Komponenten zurückführen.

Rohstoffgeologisch gesehen sind die Seetone im Westen von Österreich, in den Bundesländern Tirol, Vorarlberg, Salzburg und Teilen Kärntens, die einzige und ausschließliche Rohstoffquelle für die Ziegelindustrie. In Tirol wurde im Jahre 2000 der Abbau der letzten aktiven Tonlagerstätte in Baumkirchen ruhend gestellt. In Tirol stehen derzeit keine Ziegelwerke mehr in Betrieb.

Literatur

- AMPFERER, O. (1905): Aus der geologischen Geschichte des Achensees. – Zeitschr. D. Ö. A. V., 36, 1–15, Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1914): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Österreich-Ungarn, 1:75.000, Blatt Achenkirchen. – 30 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.
- HORVACKI, J. (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sediment-petrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung. – Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 124 S., Innsbruck.
- WISCHOUNIG, L. (2006): Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Innsbruck, 102 S., Innsbruck.
- WOLF, H. von (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebiets in Tirol. – Mitt. Geogr. Ges. München, 15, 147–304, München.

Central Europe Projekt Transenergy

Ch. HÖRFARTER, R. BERKA und G. SCHUBERT

I. Das Projekt Transenergy

Weltweit steigt der Energieverbrauch, und der Bedarf an erneuerbaren Energien nimmt kontinuierlich zu. Das Projekt „Transenergy – Transboundary Geothermal Energy Resources of Slovenia, Austria, Hungary and Slovakia“ beschäftigt sich mit der länderübergreifenden Sammlung und Bearbeitung geowissenschaftlicher Daten zu den geothermischen Ressourcen des Projektgebiets.

Im Projektgebiet sind die Träger geothermischer Energie vorrangig Wässer, die in tieferen Bereichen des Untergrundes (1000–6000 m und mehr) vorkommen. Die Verbreitung dieser Wässer ist an geologische Strukturen gebunden, welche nicht an den Landesgrenzen enden. Dies bedeutet, dass die Einzugsgebiete und die Gebiete der Nutzung dieser Wässer oft in unterschiedlichen Ländern liegen. Mögliche Schwierigkeiten ergeben sich dann, wenn eine Nation Schritte einleitet, die negative, eventuell sogar umweltschädliche Auswirkungen auf die benachbarten Länder haben können. Nur ein multinationales Management-System garantiert eine für alle beteiligten Länder vorteilhafte, wissenschaftliche Begutachtung und Bemessung von länderübergreifenden geothermischen Ressourcen. Der Schwerpunkt des Projektes liegt in der Entwicklung einer anwenderfreundlichen Webseite, über welche Expertenwissen bezüglich der länderübergreifenden Vorkommen und Ressourcen von Thermalwässern innerhalb des Projektgebietes zur Verfügung gestellt werden soll.

Die am Projekt TRANSENERGY beteiligten Geologischen Dienste sind:

- das Ungarische Institut für Geologie – MAFI (Magyar Állami Földtani Intézet)
- die Österreichische Geologische Bundesanstalt – GBA
- das Slowakische Staatliche Geologische Institut Dionyz Stur – SGUDS (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra)
- der Geologische Dienst Slowenien – GeoZS (Geološki zavod Slovenije).

Finanziert wird das Projekt über das „Central Europe Programme“ im Interventionsbereich 3.1 (Entwicklung von hochqualifiziertem Umweltschutz durch Management der natürlichen Ressourcen). Die Co-Finanzierung stammt aus dem „European Regional Development Fund (ERDF)“.

2. Projektgebiet

Das Projektgebiet umfasst den Bereich des westlichen Pannonischen Beckens und der angrenzenden Randbecken, umgeben von den Alpen sowie den Karpaten, und umfasst Grenzbereiche der Länder Österreich, Slowakei, Ungarn und Slowenien (Abb. 1). In diesem Areal fallen Gebiete mit einer positiven geothermischen Anomalie von einem geothermischen Gradienten bis zu 45 °C/km auf. Dieses hohe geothermische Potential ist an geotektonische Bedingungen im Projektgebiet geknüpft. Die Neogene Extension der Lithosphäre ist mit der Bildung intramontaner Becken (Abb. 2) und einem erhöhten Wärmefluss verbunden.

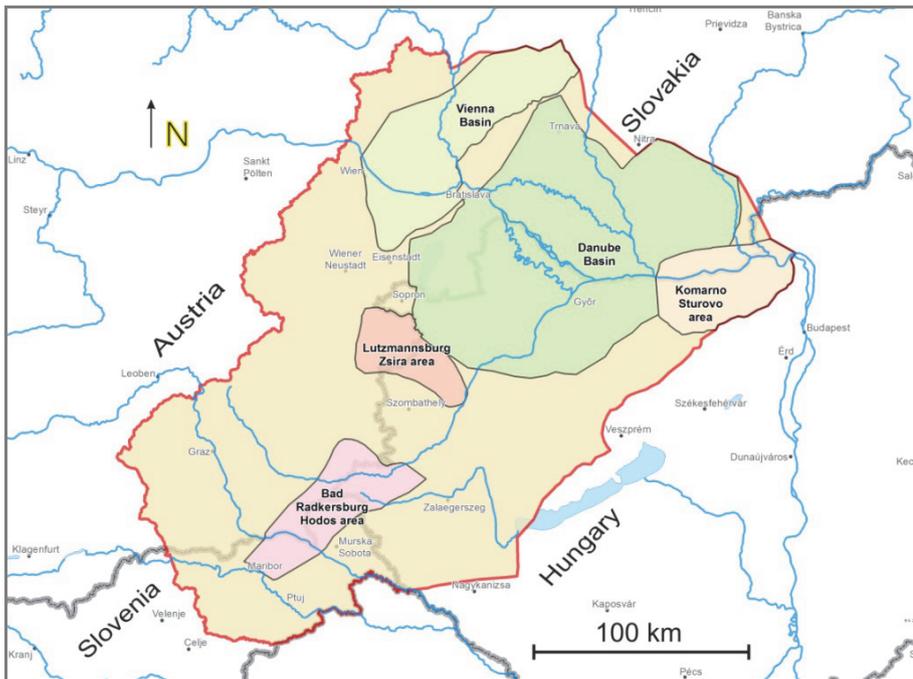


Abb. 1: Ein Überblick des gesamten Projektgebietes (rote Linie) und die Lage der lokalen Arbeitsgebiete. Bildbearbeitung von Bernhard Atzenhofer (GBA).

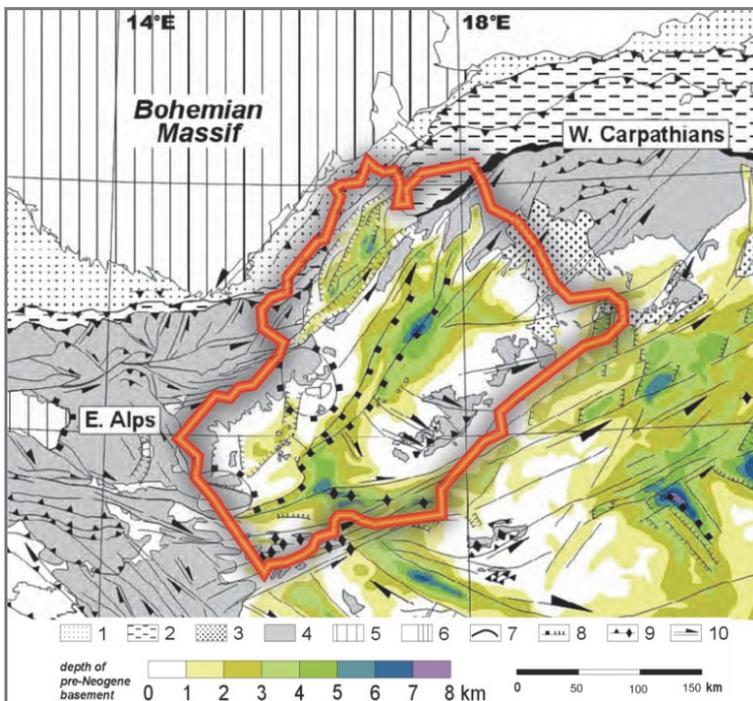


Abb. 2: Kartenausschnitt verändert nach HORVÁTH (2006) mit Tiefenangaben des Prä-Neogenen Basements. Das Projektgebiet (rote Linie) beinhaltet verschiedene intramontane Becken (z. B. Wiener Becken im NW).

Eine besondere Herausforderung des Projektes ist die länderübergreifende Harmonisierung der verschiedenen geowissenschaftlichen Informationen und der unterschiedlichen wasserwirtschaftlichen Rahmenbedingungen.

3. Zielsetzung

Am Ende dieser internationalen Projektarbeit steht ein einfach zu bedienender multilingualer Webdienst. Dieser beinhaltet wissenschaftlich fundierte Daten und Karten zu den grenzübergreifenden geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten des Projektgebietes. Per Mausklick werden basierend auf hydrogeologischen und geothermischen Modellen Informationen über:

- Bohrungen und deren Profile
- Thermalquellen und Thermalwassernutzungen (u. a. mit Geochemie, Isotopenhydrologie, Temperatur- und Schüttungsangaben)
- Geologische und hydrogeologische Karten und Schnitte
- Karten zum geothermischen Potential

abrufbar sein.

Somit entsteht ein Überblick der Quantität und Qualität von Thermalwasser-Vorkommen im Projektgebiet, der als Unterstützung in Entscheidungsfragen auf wirtschaftlicher wie auch politischer Ebene dienlich sein soll und für die interessierte Öffentlichkeit frei zugänglich ist.

Des Weiteren wird ein umfangreiches Strategie-Papier zur Nutzung und Erschließung der grenzübergreifenden Thermalwasseraquifere ausgearbeitet. Dieses beinhaltet:

- eine Rangliste potentieller geothermischer Wasserreservoirs im Projektgebiet
- eine Liste möglicher auftretender Konflikte bezüglich der Rechtsstrukturen und Finanzierungsstrategien auf länderübergreifender Basis
- Strategien zur Verhinderung von umweltschädlichen Einflüssen
- Strategien zur Vermeidung einer Übernutzung bestehender Anlagen sowie zu einer nachhaltigen Nutzung neu zu erschließender Thermalwasserquellen.

Projektzeitraum: April 2010 – März 2013

Kontaktpersonen: Annamária Nádor – (Projektleiterin; nador@mafi.hu)
Gerhard Schubert – (gerhard.schubert@geologie.ac.at)
Radovan Černák – (radovan.cernak@geology.sk)
Andrej Lapanje – (andrej.lapanje@geo-zs.si)

Projektwebseite: <http://transenergy-eu.geologie.ac.at/>



Literatur

HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. (2006): Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. – In: GEE, D.G. & STEPHENSON, R.A. (Szerk.): European Lithosphere Dynamics, Geological Society, Memoirs, 32, 191–206, London.

Muttergesteinspotential und organisch-geochemische Charakteristika der Sachrang-Subformation (Unter-Toarcium, Nördliche Kalkalpen, Unkener Mulde)

S. NEUMEISTER, H.-J. GAWLICK, R. GRATZER und R. BECHTEL

Schwarzschiefer des Unter-Toarcium sind von verschiedenen Lokationen in Europa, Afrika, Nordamerika und Südamerika bekannt (siehe FRIMMEL, 2003). In Mitteleuropa zählen der bekannte und gut untersuchte Posidonienschiefer Süddeutschlands sowie einige Lokalitäten in den Nördlichen Kalkalpen (EBLI et al., 1991) zu den Vertretern dieser Lithologie bzw. dieses Ereignisses. Dabei ist zu klären, inwieweit die Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen mit denen in Süddeutschland vergleichbar sind, und zwar sowohl organisch-geochemisch als auch in Bezug auf die Ablagerungsbedingungen.

Die verbreitete Bildung und Erhaltung von organisch reichen Sedimenten im Unter-Toarcium in den europäischen Epikontinentalmeeren und am Kontinentalrand der Tethys wird in Zusammenhang mit dem Auftreten eines ozeanischen anoxischen Events gesehen (JENKYNS, 1985, 1988; JENKYNS & CLAYTON, 1986, 1997; JENKYNS et al., 2001). Organisch-geochemische Studien anderer Autoren sprechen im Gegensatz dazu von einer Abhängigkeit der Schwarzschiefergenese von regionalen Steuerungsfaktoren (FRIMMEL, 2003 cum lit.). Im Unter-Toarcium soll eine der bedeutendsten Transgressionen des Jura (HALLAM, 1981, 2001; HAQ et al., 1988) eine großflächige Flutung der europäischen Schelfgebiete bewirkt haben und die Ursache für die weit verbreitete Ablagerung von organisch reichen Sedimenten in zahlreichen, relativ flachen Becken auf den europäischen Schelfgebieten und an den Kontinentalrändern im Tethysbereich gewesen sein (FRIMMEL, 2003). Auffällig ist, dass dieses Schwarzschieferereignis besonders in Süddeutschland und im Alpenraum auch im Zusammenhang mit dem Aufreißen des mittelatlantischen Ozeans und dessen östlicher Fortsetzung, des Alpen Atlantik (= Ligurisch-Penninischer Ozean), steht und gleichzeitig die innerozeanische Subduktion im Neotethysraum einsetzt.

Die alpinen Schiefer im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen lassen nach EBLI et al. (1991) eine deutliche Abhängigkeit von den bathymetrischen Gegebenheiten erkennen, welche sich sowohl in der Mikrofazies als auch im Biogehalt der Sedimente widerspiegeln. So werden in den tieferen Beckenbereichen radiolarienreiche Lithologien (Sachranger Schiefer) abgelagert, wohingegen in submarinen Schwellenbereichen echinodermen- und molluskenreiche Gesteinsausbildungen (Unkener Schiefer) und Resedimentlagen dominieren sollen (EBLI et al., 1991).

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten organisch reichen Sedimente, die ursprünglich als Unkener Schichten mit der Typlokalität im Unkenbach (GPS: N-47°38,219' E-12°36,279') bezeichnet wurden, sind heute Teil der Sachrang-Subformation (GAWLICK et al., 2009; vgl. auch EBLI, 1997). Die Sachrang-Subformation besteht aus bituminösen, schwärzlichgrauen bis dunkelbraunen, feinblättrigen Tonsteinen und Kalkmergeln und ist in unterschiedlichen Mächtigkeiten an mehreren Lokationen in den Kalkalpen aufgeschlossen (siehe EBLI, 1997). Als lithologische Besonderheit sind in der Sachrang-Subformation der Unkener Mulde wenige Millimeter bis mehrere Zentimeter mächtige grüne Tonmergeleinschaltungen zu beobachten (EBLI, 1997).

Die bituminösen Sedimente in der zentralen Unkener Mulde gehen aus hemipelagischen, meist resedimentierten Rotkalken der Adnet-Gruppe, die über grauen kieseligen Kalken der Scheibelberg-Formation folgen, hervor und werden wiederum von Gesteinen der Rotfazies (= Adnet-Gruppe) überlagert (EBLI, 1997). Die Gesteine der Sachrang-Subformation der Unkener Mulde sind laut EBLI (1997) auf das obere Unter-Toarcium (*bifrons*-Zone) beschränkt. Die Schwarzschiefersedimentation setzt demnach wahrscheinlich in der *fibulatum*-Subzone ein, wie durch den Fund von *Mercaticeras* sp. in den liegenden Rotkalken anzunehmen ist (EBLI, 1997). Das Ende der Schwarzschiefersedimentation konnte von EBLI (1989) durch den Fund von *Collina* cf. *gemma* (BONARELLI) in der basalen Rotkalklage über dem Profil mit der *braunianus*-Subzone festgelegt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Proben der Sachrang-Subformation der Unkenener Mulde vor allem bezüglich ihres Kohlenwasserstoffpotentials und ihrer organisch-geochemischen Charakteristika sowie ihrer diagenetischen Reife im Detail untersucht. Diese Aspekte wurden bei den bisherigen Veröffentlichungen noch nicht ausreichend und detailliert genug behandelt. Einschränkend muss allerdings erwähnt werden, dass es sich bei den hier beschriebenen Ergebnissen um erste, vorläufige Resultate im Rahmen eines laufenden Projektes handelt.

Das untersuchte Schwarzschieferprofil im Unkenbach weist eine Mächtigkeit von ca. 360 cm auf. Insgesamt wurden 23 bituminöse Proben über den Profilquerschnitt genommen, von denen jede einer Mächtigkeit zwischen 1 und 2 cm im Schwarzschieferprofil entspricht. Diese Proben wurden mittels Leco-Analysen (Leco 300 CSTM Analysator) auf ihren Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC) und Schwefel (S) sowie mittels Rock Eval-Analysen (Rock-Eval 2 plus™ Analysator in Kombination mit Rockplus Software) auf ihr Potential zur Bildung von Kohlenwasserstoffen untersucht. Zwei Doppelproben aus den hangenden Bereichen des Profils wurden außerdem mittels Auflichtmikroskopie (Auflichtmikroskop DMRX, Firma Leica; Eichung per Yttrium-Aluminium-Granat-Standard) auf ihre petrographische Zusammensetzung und ihre Vitrinitreflexionswerte analysiert. Dieselben Doppelproben wurden im Geochemielabor durch folgende Arbeitsschritte bezüglich ihrer organisch-geochemischen Charakteristika analysiert: Extraktion des Probenpulvers (Ase 200-Accelerated Solvent Extractor, Gerät der Firma Dionex), Einengung des Extrakts durch Evaporation des Lösungsmittels (Zymark TurboVap 500 Konzentrador), Fraktionierung der organischen Komponenten in gesättigte und aromatische Kohlenwasserstoffe (Medium-Pressure-Liquid-Chromatography, MPLC, Gerät der Firma Köhnen-Willsch), Auftrennung der gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstofffraktionen (Gaschromatograph gekoppelt mit einem Finnigan MAT GCQ Ionen-Massenspektrometer), Identifizierung der Komponenten mittels Vergleich der erhaltenen Massenspektren mit veröffentlichten Daten, Bestimmung der relativen Prozente und absoluten Konzentrationen der verschiedenen Komponentengruppen der Kohlenwasserstofffraktionen mittels Vergleich der Peakflächen der Gaschromatogramme mit Standards (n-tetracosane, 1,1'-binaphthyl). Für sieben ausgewählte Schwarzschieferproben und für drei der oben beschriebenen grünen Tonmergelhorizonte wurden außerdem röntgendiffraktometrische Analysen durchgeführt.

Die bituminösen Sedimentgesteine des untersuchten Profils im Unkenbachtal werden von hemipelagischen, kieseligen Graukalken der Scheibelbergformation unterlagert. In diesem Profil fehlen die unterlagernden Rotkalke, d.h. hier ist unterhalb der Sachrang-Subformation eine Schichtlücke. Das Profil zeigt im Liegenden (ca. 105 cm mächtig) eine Wechsellagerung von mergeligen Schwarzschiefern teils mit Lithoklasten, grünlichen Tonmergelhorizonten und turbiditischen Rutschungslagen. Dabei konnten insgesamt vier Tonmergelhorizonte mit Mächtigkeiten von 3–9 cm und zwei Lagen mit turbiditischen, kalkigen Rutschungssedimenten mit Mächtigkeiten von 3 bzw. 11 cm zwischen den Schwarzsedimenten unterschieden werden. Die mächtigste Tonmergellage bildet dabei den Übergangsbereich zwischen dem liegenden Kalkstein und der ersten Schwarzschieferlage. Im Hangenden dieser Wechsellagerungssequenz folgt mit einer Mächtigkeit von ca. 255 cm durchgehend ein recht homogener plattiger Schwarzschiefer. Der Übergang zum hangenden Rotkalk wird wiederum von einer grünlichen Tonmergellage sowie von grauem, alteriertem teils brekziösem Kalkstein gebildet.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Röntgendiffraktogramme von Proben aus unterschiedlichen Profilhöhen durchgeführt. Die Schwarzschiefer der Unkenener Mulde werden anhand der ausgewerteten Röntgendiffraktogramme aus Quarz, Pyrit, Plagioklas, Dolomit und Calcit aufgebaut. Illit und Chlorit konnten als vorhandene Tonminerale identifiziert werden. Die Röntgendiffraktogramme der als Tonmergellagen beschriebenen Horizonte zeigen wiederum Quarz als Hauptmineral. Als weitere Minerale treten ähnlich den analysierten Schwarzsedimenten Calcit, Dolomit, Plagioklas, Illit, Chlorit und nur geringe Anteile von Pyrit auf. Im Unterschie zu den Schwarzschiefern weisen die Tonmergellagen deutlich höhere Calcitgehalte und niedrigere Pyritgehalte auf. Die Konzentration von Tonmineralen ist in den Tonmergellagen laut den Ergebnissen der Röntgendiffraktometrie nicht signifikant höher als in den untersuchten Schwarzschiefern. Diese Ergebnisse unterscheiden sich von jenen der röntgendiffraktometrischen Analyse von EBLI et al. (1991), welche Illit und in zwei Proben zusätzlich geringe

Mengen an Kaolinit als vorhandene Tonminerale beschreiben. Alle im Rahmen dieser Arbeit ausgewerteten Röntgendiffraktogramme zeigen im Gegensatz dazu ausschließlich Illit und Chlorit und keinen Kaolinit als Vertreter der Tonminerale. Für eine Schwarzschieferprobe im Hangenden des Profils wurde außerdem eine computerunterstützte quantitative Auswertung mit folgendem Ergebnis durchgeführt (mineralogische Gesamtgesteinszusammensetzung in Gewichtsprozent): Quarz (25 %), Illit (19,5 %), Pyrit (12,8 %), Plagioklas (11,7 %), Dolomit (11,3 %), Chlorit (9,6 %), Calcit (7,8 %).

Die TOC-Ergebnisse für die organisch reichen Schwarzschieferproben schwanken zwischen Werten von 1,21 % und 8,50 % TOC. Die signifikant höchsten Werte zeigen die Proben aus den hangendsten ca. 60 cm des Profils mit Werten zwischen 4,74 % und 8,50 % TOC. Diese Ergebnisse sind deutlich höher als jene von EBLI et al. (1991), die Durchschnittsproben über ca. 20 bis 30 cm Profilstrecke für die Messungen verwendeten und Maximalwerte von 5,2 % TOC für die Sachrang-Subformation der Unkenener Mulde angeben. Die Schwarzschiefer im Wechsellagerungsbereich im Liegenden zeigen mit einem Höchstwert von 4,43 % TOC deutlich geringere Werte. Die TOC-Gehalte der Tonmergelhorizonte in diesem Profilverbereich bewegen sich zwischen 0,13 % und 0,53 % TOC. Die gemessenen Schwefelwerte schwanken zwischen Werten von 1,30 % und 11,79 % S ohne Präferenz über das gesamte Profil. Auch hier zeigen sich markante Unterschiede zu den Ergebnissen von EBLI et al. (1991), die für Schwefelwerte ihrer Proben eine Schwankungsbreite von 4,37 % bis 6,43 % S angeben. Der gute Erhaltungsgrad der organischen Substanz im Sediment sowie die hohen gemessenen Schwefelwerte lassen anaerobe und anoxische Bedingungen bei der Sedimentation der untersuchten Sedimentgesteine vermuten, wofür auch die geringe Bioturbidität der Abfolge und der geringe Organismengehalt (z. B. Schalenreste) der Abfolge sprechen. Durch das errechnete Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Schwefel (TOC/S) sind Aussagen über Faziesbereiche möglich (BERNER & RAISWELL, 1983). So ist ein TOC/S-Verhältniswert von $<2,8$ ein Indikator für anoxische Bedingungen; ein TOC/S-Verhältniswert $>2,8$ spricht für Frischwasserbedingungen. Mit Ausnahme einer Probe ergeben sich für alle Gesteine Werte $<2,8$, was laut obiger Definition die Annahme anoxischer Bedingungen zur Zeit der Ablagerung bestätigt. Außerdem kann anhand dieses Parameters eine Abnahme der anoxischen Bedingungen vom Liegenden zum Hangenden beobachtet werden.

Die aus den Ergebnissen der Rock Eval-Pyrolysen berechneten Wasserstoffindexwerte (HI) streuen zwischen 329,8 mgHC/gTOC und 622,7 mgHC/gTOC und zeigen somit das deutliche Kohlenwasserstoff-Generierungspotential der analysierten Schwarzschieferproben. Siebzehn der 23 analysierten Proben weisen dabei HI-Werte >500 mgHC/gTOC auf. Die T_{max} -Werte (Pyrolysetemperatur, bei der die maximale Menge an Kohlenwasserstoffen freigesetzt wird) der untersuchten Proben variieren zwischen 428 °C und 441 °C und sind somit ein Indikator für eine geringe Maturität der Schwarzschiefer, was auch durch die CAI-Werte der unterlagernden Trias bestätigt wird (GAWLICK et al., 1994). Zusätzlich bestätigen auch die gemessenen Vitritreflexionswerte (R_m) mit Werten von $R_m = 0,51$ % bzw. $R_m = 0,46$ % den unreifen Charakter der Proben. Mittels eines Diagramms der HI- gegen die T_{max} -Werte konnten die untersuchten Proben als Kerogentypen I/II klassifiziert werden.

Durch die Auswertung der Massenchromatogramme konnten in den untersuchten Proben aliphatische (n-Alkane, Isoprenoide Pristan und Phytan, Sterane, Methyl-Sterane, Diasterane, Hopane) und aromatische (Naphtalene, Methyl-Naphtalene, Alkyl-Naphtalene, Phenantrene, Methyl-Phenantrene, Dibenzothiophene, aromatische Steroide, Aryl-Isoprenoide) Kohlenwasserstoffe sowie NSO-Verbindungen und Asphaltene identifiziert werden.

Die Vorherrschaft von kurz-kettigen n-Alkanen ($n-C_{15-19}$) in den untersuchten Proben ist laut CRANWELL (1977) ein deutlicher Indikator für überwiegend marinen Eintrag (z. B. Algen, Mikroorganismen) in das Sediment. Diese Annahme wird durch die vorherrschende Verteilung der C_{27} -, C_{28} -, und C_{29} -Sterane untermauert. Laut HUANG & MEINSCHEN (1979) sind C_{27} -Sterane Indikator für marinen Ursprung des organischen Materials, C_{29} -Sterane sprechen für terrigenen Eintrag. Die Proben aus dem Unkenbachtal stammen demnach aus einem offen marinen Sedimentationsbereich mit vor allem Plankton als Quelle des organischen Materials. Das Verhältnis der Sterane zu den Hopanen (Sterane/Hopane) kann verwendet werden, um Aussagen über die Herkunft des organischen Materials zu treffen (PETERS & MOLDOWAN, 1993). Auch dieser Verhältniswert spricht für ein marines Ablagerungsmilieu der untersuchten Proben. Die Berechnung des Verhältnisses der aromatischen

Kohlenwasserstoffe Dibenzothiophen zu Phenantren (DBT/Phen) kann Informationen über die Redoxbedingungen im Ablagerungsmilieu liefern. Durch Darstellung der beiden Verhältniswerte in einem Diagramm können somit Hinweise auf den Ablagerungsraum gewonnen werden (HUGHES et al., 1995). Die untersuchten Schwarzschieferproben entstammen demzufolge marinen Milieus und eher tonreichen Ablagerungsräumen. Das organische Material wurde in Sedimentgesteinen präserviert, in denen eine Reduktion des Sulfats erfolgte und der Schwefelwasserstoff in Pyrit umgewandelt wurde.

Die kohlenpetrographische Untersuchung von zwei Schwarzschieferproben resultiert in einer Zusammensetzung des organischen Materials aus hauptsächlich Lamalginit und nur sehr untergeordnet Telalginit. Zusätzlich sind Fischreste und sehr vereinzelt Sporen zu beobachten.

Zusammenfassend kann man festhalten, dass die Gesteine der Sachrang-Subformation der Unkener Mulde auf Grund der gemessenen TOC-Gehalte und der berechneten HI-Werte unter den richtigen Bedingungen deutliches Potential zur Generierung von Kohlenwasserstoffen besitzen. Die Proben haben eine geringe Reife von 0,4 % bis 0,5 % R_m und somit noch nicht die Bereiche des Ölfensters erreicht. Das Hauptmineral der Proben ist Quarz, zusätzlich konnten Pyrit, Plagioklas, Dolomit, Calcit und Tonminerale (Illit, Chlorit) identifiziert werden. Die Ablagerungsbedingungen der Sedimente waren anaerob und anoxisch bis suboxisch. Das organische Material ist mariner Herkunft.

Diese Ergebnisse, in Zusammenhang mit der paläogeographischen Situation – die Jura-Sedimente der Unkener Mulde wurden in einem von der Ober-Trias ererbten Beckenbereich (Eiberg-Becken) abgelagert – sprechen ebenfalls dafür, dass ein Meeresspiegelanstieg allein nicht ausreichend ist das Schwarzschieferereignis im Alpenraum und speziell im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen hinreichend zu erklären. Darüber hinaus ist im Zeitraum Ober-Pliensbachium bis Unter-Toarcium ein tektonisches Ereignis bekannt, das heute im Zusammenhang mit dem Beginn der Subduktion im Neotethys-Raum gesehen wird (GAWLICK et al., 2009; MISSONI & GAWLICK, 2011), gleichzeitig mit der Bildung der ersten ozeanischen Kruste im Pennin (RATSCHBACHER et al., 2004). Im Zuge dieses Ereignisses kam es auch zu Massenumlagerungen und Brekzienbildungen, wie diese auch im untersuchten Profil auftreten, und zur Ablagerung von Muttergesteinen in zentralen Beckenbereichen mit geringer Sedimentation.

Literatur

- BERNER, R.A. & RAISWELL, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 862–885.
- CRANWELL, P.A. (1977): Organic geochemistry of CamLoch (Shuterland) sediments. – *Chemical Geology*, 20, 205–221.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – *Münchner Geowiss. Abh., (A)*, 32, 1–255, 61 Figs., 39 Pls., 6 Pls. with geol. sections, München.
- EBLI, O. (1989): Foraminiferen und Coccolithen aus den Lias-Epsilon-Schiefern der Unkener Mulde (Tirolikum, Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 29, 61–83.
- EBLI, O. mit Beiträgen von DRAXLER, I., KLEIN, P., KODINA, L., LOBITZER, H. & SCHWAIGHOFER, B. (1991): Fazies, Paläontologie und organische Geochemie der Sachranger Schiefer (Untertoarcium) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach. – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 5–14, 1 Abb., 8 Tab., Wien.
- FRIMMEL, A. (2003): Hochauflösende Untersuchungen von Biomarkern an epikontinentalen Schwarzschiefern des Unteren Toarciums (Posidonienschiefer, Lias ϵ) von SW-Deutschland. – Dissertation, Universität Tübingen, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – *Geol. Rdsch.*, 83, 660–664, Berlin – Heidelberg.

- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. – *Journal of Alpine Geology*, 50, 1–152, Wien.
- HALLAM, A. (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic. – *Journal of the Geological Society*, 138, 735–743, London.
- HALLAM, A. (2001): A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 23–37, Amsterdam.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., POSAMENTIER, H., WAGONER, J.V., ROSS, C.A. & KENDALL, C.G.S.C. (Hrsg.): *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. – *SEPM Special Publications*, 42, 71–108, Tulsa.
- HUANG, W.-Y. & MEINSCHNEIN, W.G. (1979): Sterols as ecological indicators. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 739–745.
- HUGHES, W.B., HOLBA, A.G. & DZOU, L.I.P. (1995): The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3581–3598.
- JENKYNS, H.C. (1985): The Early Toarcian and Cenomanian–Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. – *Geol. Rdsch.*, 74, 505–518, Stuttgart.
- JENKYNS, H.C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) event: stratigraphy, sedimentary, and geochemical evidence. – *American Journal of Science*, 288, 101–151, New Haven.
- JENKYNS, H.C. & CLAYTON, Ch.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. – *Sedimentology*, 33, 87–106, 14 Figs., Oxford etc.
- JENKYNS, H.C. & CLAYTON, Ch.J. (1997): Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. – *Sedimentology*, 44, 687–706, Oxford.
- JENKYNS, H.C., GRÖCKE, D.R. & HESSELBO, S.P. (2001): Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event. – *Paleoceanography*, 16, 1–11, Washington DC.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Jurassic mountain building and Mesozoic–Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, 57, 137–186, (Springer). DOI 10.1007/s10347-010-0225-1.
- PETERS, K.E. & MOLDOWAN, J.M. (1993): *The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*. – 363 S., Prentice Hall, New Jersey.
- RATSCHBACHER, L., DINGELDEY, C., MILLER, C., HACKER, B.R. & MCWILLIAMS, M.O. (2004): Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. – *Tectonophysics*, 394, 155–170.

Slump Structures and Paleoslope: Case Study in Pelagic Limestones of the Ammergau Formation, Ampelsbach Gorge, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria

H. ORTNER und S. KILIAN

One method to estimate paleoslope orientation is to study and interpret slump folds. Existing methods for analysis of slump structures require collection of orientation data on a scale similar to the size of the slump body. Given the nature of a typical outcrop, which is usually 2D and some ten meters long, this requirement will not be met, and the sample will be incomplete, giving unreliable information. In the outcrop described here, typically 1–4 slump fold axis measurements per slumped bed could be made, which is not sufficient to interpret slump dynamics. Only the assumption of unchanged slope throughout deposition of the Ammergau Formation and the treatment of all collected data together allows an interpretation.

The Upper Jurassic to Lower Cretaceous Ammergau Formation of the Ampelsbach gorge in the Achensee region has many slumps. They are typically restricted to single or multiple beds between undisturbed beds. Some slumps are erosionally truncated or sealed at the top, whereas the base shows gradual increase in deformation. Slump folds have typically axial surfaces parallel or slightly inclined to bedding and fold style of most folds is similar, only few parallel folds were observed. Facing of folds is not systematic. Type 3 fold interferences are more common than type 2 fold interferences. In the latter case, the refolded fold is of similar type, whereas the overprinting fold is of parallel type. Lineations on folded bedding planes are parallel to hinges of similar folds. Tensional structures, i. e. listric normal faults and boudins are abundant, but are not observed together with folds. Axes of similar style slump folds cluster about an E–W direction, hinges of parallel folds trend N–S. Neither slump folds nor normal faults do indicate a preferred direction of slump movement. However, total thickness of the Ammergau Formation increases to the west from 80 m in the studied section to 600 m 10 km to the SW (NAGEL et al., 1976), giving an independent estimate of paleoslope orientation. Therefore we interpret a westdirected slump movement.

Various aspects of slump sheet kinematics can be described by

1. a dislocation model (FARRELL, 1984) and
2. a shear zone model (ORTNER, 2007).

The first model describes orientation of fold axes on the scale of the slump as a function of the maximum offset across the basal glide plane relative to its size. It neglects the effects of large simple shear strain during transport, which leads to a downslope re-orientation of foldaxes, change of fold style from parallel to similar and rotation of axial planes of folds toward parallelity with bedding, and formation of stretching lineations. Therefore we suggest (also) to use a shear zone model when interpreting slump deposits.

References

- FARRELL, S.G. (1984): A dislocation model applied to slump structures, Ainsa basin, South Central Pyrenees. – *Jour. Struct. Geol.*, 6, 727–736, Oxford.
- ORTNER, H. (2007): Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold system in the Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation. – *Sed. Geol.*, 196, 99–118, Amsterdam.

NATURPARKHAUS

Hinterriß | Alpenpark Karwendel

IM NATURPARKHAUS HINTERRIß

finden Sie eine ausführliche Themenübersicht zu den Bereichen Gestein, Pflanze, Tier und Mensch des Karwendelgebiets. Als Besonderheit wird hier die Entstehung des Ahornbodens präsentiert. Lassen Sie sich durch einen bedeutenden Teil der jahrhundertalten Karwendelgeschichte führen und entdecken Sie die Einzigartigkeit des größten Naturparks Österreichs.



Wir bieten auch **erlebnisreiche Führungen** für Gruppen und Kinder an, bei denen auf fachkundige und/oder spielerische Weise Wissen und Lernspaß bestens vermittelt werden.

Naturparkhaus Hinterriß | Hinterriß 4 | 6215 Vomp
+43/(0)5245/28 9 14 | Info@karwendel.org | www.karwendel.org



MIT UNTERSTÜTZUNG VON BUND, LAND UND EUROPÄISCHER UNION



Europäischer Landwirtschaftsfonds
für die Entwicklung des ländlichen
Raums. Hier investiert Europa in
die ländlichen Gebiete.

LE 07-13
Entwicklung für ein ländliches Raum



Lebensministerium



Der Alpenpark Karwendel – der größte Naturpark Österreichs

H. SONNTAG

Kurzbeschreibung

Der Alpenpark Karwendel umfasst beinahe das gesamte Karwendelmassiv und ist mit einer Fläche von 727 km² das größte Tiroler Schutzgebiet und der größte Naturpark Österreichs. Aufgrund der klimatischen und topografischen Gegebenheiten verfügt das Karwendel über einen überdurchschnittlich hohen Anteil an natürlichen Lebensräumen wie Urwäldern und Wildflüssen und beherbergt eine hohe Artenvielfalt: Viele typische Tier- und Pflanzenarten der Alpen wie Steinadler, Flussuferläufer oder die Deutsche Tamariske (Auwaldpflanze) haben hier bedeutende Vorkommen.

Die Aufgabe der Schutzgebietsbetreuung

Das Karwendel ist seit 1928 unter Naturschutz gestellt und ist damit das älteste Tiroler Schutzgebiet. Es besitzt aber auch eine 150-jährige alptouristische Geschichte und wird jährlich von ca. 1 Mio. Menschen besucht. Klassische Nutzungsformen wie Alm- und Forstwirtschaft sowie die Jagd spielen eine wichtige Rolle und prägen das Gebiet seit Jahrhunderten.

Vor diesem Hintergrund ist eine Schutzgebietsbetreuung wichtig, um die Naturschutzanliegen nicht nur auf Papier zu fassen, sondern auch in die Fläche zu den sog. „regionalen Akteuren“ zu bringen. Seit Jänner 2008 gibt es dafür den Verein Alpenpark Karwendel, dem neben dem Land Tirol alle beteiligten Tiroler Gemeinden, die Tourismusverbände, die Österreichischen Bundesforste, die Landwirtschaftskammer und der Alpenverein angehören. Die Schwerpunkte der Arbeiten liegen in den Bereichen:

- Naturschutz
- Besucherangebot und -lenkung
- Naturvermittlung.

Im Naturschutz steht der Erhalt der natürlichen Dynamik und der alpinen Artenvielfalt ganz oben. Projekte, die diese Zielsetzung unterstützen, sind beispielsweise die Ausweisung von Naturwaldreservaten, der Erhalt des Wildflusssysteme, die Renaturierung der Karwendelmoore im Achentalbereich und das Artenhilfsprogramm für den Flussuferläufer im Risstal.

Die Interaktion zwischen Naturpark und Besucher zielt darauf ab, die Sensibilität und Begeisterung für die Natur zu wecken und damit den langfristigen Erhalt zu gewährleisten. Der Besucher kommt mit dem Alpenpark Karwendel über das Naturparkhaus Hinterriß und verschiedene Besucherangebote in Berührung. Seit letztem Sommer konnten wir den Austausch mit Gast und Einheimischen durch unsere vier Naturpark-Ranger intensivieren, die den ganzen Sommer im Gebiet unterwegs sind.

In der Naturvermittlung konnten wir in den letzten drei Jahren ein umfassendes Bildungsprogramm entwickeln, welches halb- bis fünftägige Angebote umfasst und die wichtigsten Themen des Karwendels wie Artenvielfalt, Wasser, Leben im Hochgebirge, Almwirtschaft, Forstwirtschaft etc. abdeckt.

Austausch Wissenschaft – Naturpark

Der Austausch zwischen Wissenschaft und Naturpark ist noch sehr schwach ausgeprägt. Im Gegensatz zu den Nationalparks ist die Forschung kein inhaltlicher Schwerpunkt der Schutzgebietsbetreuung. Auch das Thema Geologie stand bisher nicht auf der Agenda unserer Arbeit. Die neue geologische Karte Blatt 88 Achenkirch und der „Goldene Nagel“ am Kuhjoch sind natürlich Ansporn, dem vielfältigen Gesteinsaufbau des Gebiets zukünftig mehr Beachtung zu schenken und dieses Thema in Vorträgen, Exkursionen und eventuell im Bildungsbereich zu integrieren.

Eckdaten des Naturparks

- Größtes Tiroler Schutzgebiet, größter Naturpark Österreichs
- Hohe Naturnähe im Bereich der Wälder und Flüsse
- Östlichste Verbreitung der Spirkenwälder in den Alpen (Spirke = aufrechte Latsche)
- Großer und Kleiner Ahornboden als einzigartige Kulturlandschaft
- Wildflusssystem Isar
- 350 Quellen mit ausgezeichneter Wasserqualität
- **1305** Pflanzenarten und **3035** Tierarten bekannt
- Größte Steinadlerdichte der Alpen
- 150-jährige Alpingeschichte
- Große Abgeschlossenheit trotz räumlicher Nähe zur Metropole München und der Alpenstadt Innsbruck.

Für nähere Informationen: www.karwendel.org



Abb. 1: Umweltbildung ist eine wesentliche Aufgabe des Naturparks. Engalm gegen Spritzkarspitze (Risstal, Karwendel).

Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 8435 Fall – Grenzüberschreitende Zusammenarbeit und Geologie

U. TEIPEL und T. HORNUNG

Im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie“ werden in Bayern seit 2008 für verschiedene Planungsregionen geologische, hydrogeologische, bodenkundliche Kartenwerke sowie weitere thematische Karten für die oberflächennahe Geothermie erarbeitet (www.lfu.bayern.de/geologie/hydrogeologie/iogi). Bis 2015 soll Bayern flächendeckend kartiert sein.

Ziel des Projektes ist, den Deckungsgrad an geowissenschaftlichen Kartenwerken in geeigneten Maßstäben als Grundlage für Planung und Genehmigungsverfahren bayernweit zu erhöhen und diese sowie weitere fachliche Grundlagen und Informationen zum Thema Geothermie für Öffentlichkeit und Verwaltung z. B. über das Bodeninformationssystem Bayern (www.bis.bayern.de) bereitzustellen.

Im bayerischen Alpen- und Voralpenraum lag der Fokus in Oberbayern. Hier wurden in den letzten vier Jahren die Lücken geschlossen und 11 Kartenblätter im Maßstab 1:25.000 geologisch kartiert; darunter das Blatt Nr. 8435 Fall mit dem Sylvenstein-Speicher.

Zeitgleich fand auf österreichischer Seite die Bearbeitung des Blattes Achenkirch statt. Die geologische Bearbeitung erfolgte in enger Abstimmung zwischen den Bearbeitern mit dem Ziel, homogene grenzüberschreitende geologische Karten zu schaffen.

Geologischer Überblick des Kartenblattes Fall (HORNUNG, 2011)

Im N- und W-Teil des Blattes Fall spiegelt die Oberflächenmorphologie die obertriassische Schichtenfolge des Vorkarwendels wider: wuchtige Bergmassive mit weiten, mäßig steilen Flanken und abgerundeten Kämmen zeigen erosionsanfälligen Hauptdolomit an. Steilere Wandfluchten und hohe Wände werden von erosionsbeständigerem Plattenkalk gebildet. Zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk gibt es diachrone, fließende fazielle Übergänge.

Die Lithologie wird aus Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen aus Obertrias bis Oberkreide gebildet. Insgesamt zeigt sich ein offener, überwiegend nordvergenter Faltenbau mit steileren Nord- und flacheren Südschenkeln.

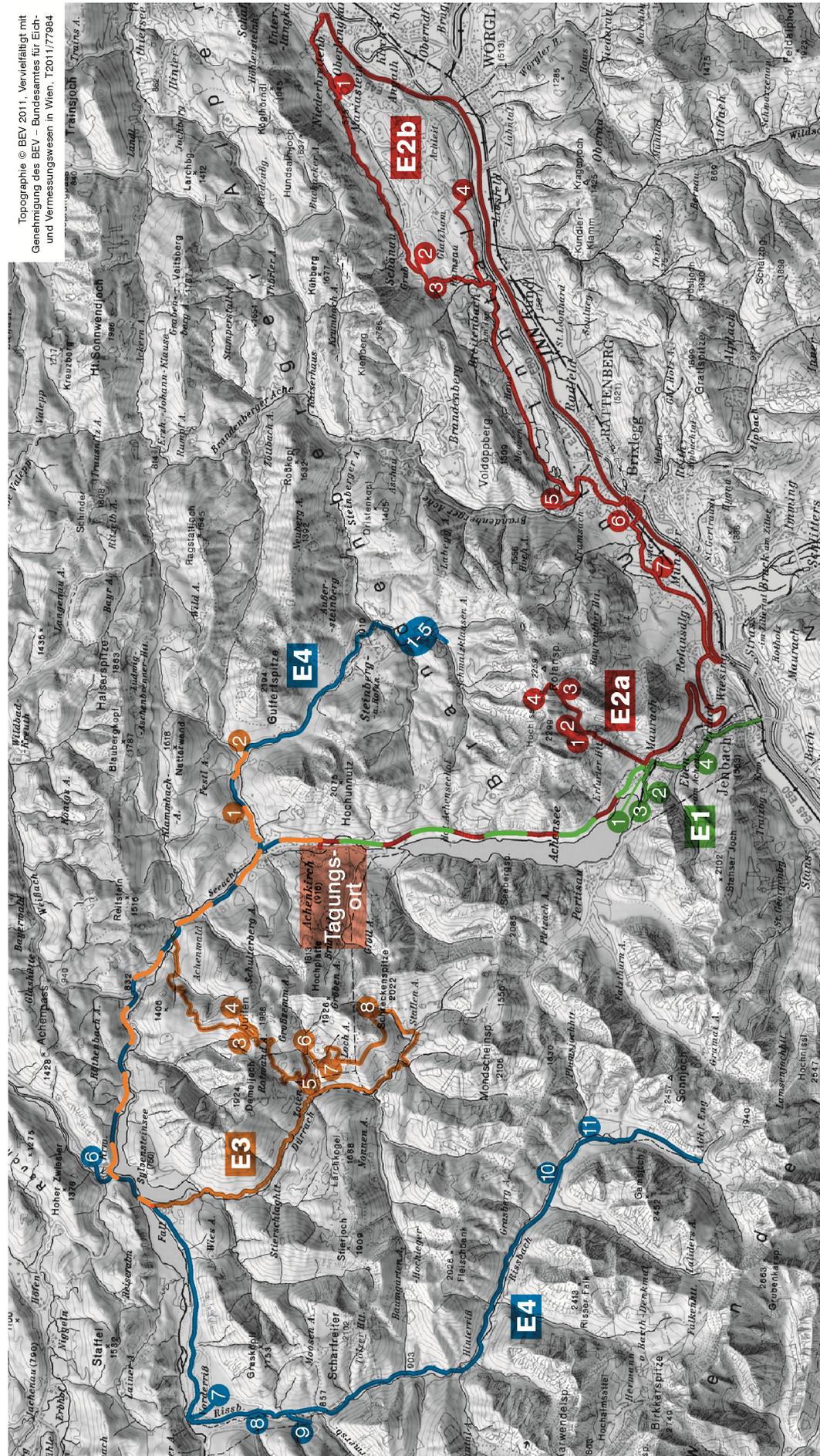
Die morphologische Prägung erhielt das Gebiet vor allem während der pleistozänen Eiszeiten durch übertiefte weite Täler mit steilen Talflanken im Isar- und Dürrachtal. Überwiegend würmzeitliche Moränenablagerungen als weitere glazigene Relikte sind in Niederungen von Haupt- und Seitentälern zu finden, aber auch in Almgebieten bis knapp unter die Kammregionen (Lerchkogel-Alm) sowie als Seitenmoränen verschiedener spätglazialer Rückzugsstadien.

Landschaftsgestaltende Prozesse setzten sich im Holozän mit der Eintiefung von Isar, Walchen, Dürrach, Krottenbach und Schronbach fort; hier entstanden postglaziale Schotterterrassen. Nach dem Gletscherrückzug spielen während des gesamten Holozäns gravitative Prozesse wie Hangrutschungen und -gleitungen, Bildungen von Hang- und Blockschuttdecken, Schutt- und Schwemmkegeln sowie Mur-Ereignisse eine große Rolle. Jüngste Bildungen sind das Hochmoor am Roskopf oder die Niedermoore unterhalb des Lerchkogels, die Auffüllung der Täler mit Flussschottern sowie der Bau des Sylvenstein-Speichers.

Literatur

HORNUNG, T. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 8435 Fall. – Unveröff. Manuskript.

Exkursionen



Übersicht zu den Exkursionen E1 bis E4.

Exkursion E1 – Faziesmodell der Zentralalpinen Kiese und deren Deckschichten als Grundlage für den Ausbau der wasserwirtschaftlichen Nutzung des Achenseedamms Montag, 19. 09. 2011

U. BURGER, S. EDER und G. POSCHER
Führung: G. POSCHER und U. BURGER

Einleitung

Zur Sicherung der Trinkwasserversorgung der Gemeinde Eben am Achensee wurde in den Jahren 2001 und 2002 der Achenseedamm geologisch und hydrogeologisch vertieft untersucht. Es wurden Rotationskernbohrungen abgeteuft und eine Oberflächengeophysik durchgeführt.

Anhand der Erkundungsergebnisse konnte ein geologisches Faziesmodell des seichten Achenseedamms ausgearbeitet werden. Die fazielle Einordnung der aufgeschlossenen Lockergesteine war Grundlage für die hydrogeologische Charakterisierung des Damms und für die Beurteilung, die bestehende Grundwasserförderung durch einen zweiten Tiefbrunnen zu ergänzen.

Die im Achenseedamm seicht liegenden Zentralalpinen Kiese bilden den Grundwasserkörper. Dahingehend konzentrierten sich die Untersuchungen auf die geologische und hydrogeologische Charakterisierung dieser Kiese. Da die Kiese seicht liegen und mehrere Gefahrenpotentiale für das Grundwasser erkennbar waren, wurde auch der Erkundung der Deckschichten eine große Aufmerksamkeit geschenkt. Dahingehend konnten Daten gewonnen werden, die die fazielle Entwicklung sowohl der Zentralalpinen Kiese als auch der seichten, die Zentralalpinen Kiese überlagernden Lockergesteine ableiten lassen.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Detail sind die Ergebnisse im Hauptbeitrag mit demselben Titel beschrieben. Die Lage der einzelnen Haltepunkte der Exkursion ist aus Abb. 1 (Orthofoto) ersichtlich.

Zusammenfassend erlauben die Aufschlüsse das von POSCHER 1994 beschriebene geologische Modell für den Achenseedamm für dessen seichten Anteil zu prüfen. Grundsätzlich bestätigen die Erkundungsergebnisse das geologische Modell, wonach die Zentralalpinen Kiese die Zentralalpinen Sande überlagern und unter den Achensee reichen.

Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten der Zentralalpinen Kiese variieren von ca. 30 m bis ca. 50 m, wobei die Kiese in Richtung Westen geringer mächtig werden, den Achensee aber zumindest in seinem östlichen Abschnitt unterlagern. Die Zentralalpinen Kiese weisen ein „coarsening upward“ auf, wobei im basalen Anteil eine Wechselfolge von Schichten aus Fein- bis Mittelkiesen sowie aus Fein- bis Mittelsanden, vereinzelt Silten vorliegt. Der obere Anteil wird hingegen von Kiesen dominiert, die auch geröllführend sind. Auffällig ist der hohe Rundungsgrad der Kiese und der Anteil an kristallinen Komponenten. Die Kiese sind generell gegen Süden und Osten grobkörniger bzw. die Matrix ist sandiger, während gegen Norden und Westen der Siltanteil in der Matrix der Kiese zunimmt und die Korngrößen generell kleiner sind. Lateral können die Kiese mit Murschutt verzahnen, wobei bei der Kernansprache die kalkalpinen Komponenten und der Matrixreichtum im Murschutt eine eindeutige Unterscheidung zulassen.

Überlagert werden die Kiese von Murschutt, dessen Mächtigkeit variiert. Der Murschutt wird von matrixgestützten Kiesen überlagert, die aufgrund der hohen Lagerungsdichte und aufgrund von gekritzten Geröllen und Geschiebeleichen als Moräne angesprochen wurden. Diese Sedimente weisen in den Aufschlüssen eine Mächtigkeit von ca. 0,5 m bis max. 12,5 m auf. Überlagert wird die Moräne wiederum von gering mächtigem Murschutt, der insbesondere gegen Westen von lakustrinen Sedimenten (Tonen, Silten und Feinsanden) überlagert wird. Nur bereichsweise werden dann diese feinkörnigen Sedimente von sehr gering mächtigem Murschutt wiederum überlagert.

Die Erkundungstiefen reichten nicht aus, um die Basis der Zentralalpinen Sande bzw. die tiefer gelegenen Tone aufzuschließen. Die Lage derselben ist jedoch aus der geologischen Detailkartierung bekannt.

Anhand der Aufzeichnungen der Grundwasserspiegelstände wurde ein Grundwassergleichenplan für die Zentralalpinen Kiese erstellt, aus dem hervorgeht, dass die Grundwasserfließrichtung in den Zentralalpinen Kiesen streng von Westen nach Osten verläuft und dass die Zentralalpinen Kiese im Westen als gespannter Aquifer fungieren, gegen Osten hin als freier Aquifer. Die hydraulische Durchlässigkeit der Kiese wird maßgeblich vom Matrixgehalt der Kiese dominiert, der wiederum durch die Kenntnis der faziellen Entwicklung der Kiese gut prognostizierbar war. Generell nehmen die hydraulischen Durchlässigkeiten innerhalb der Zentralalpinen Kiese von oben nach unten hin ab, ebenso weisen die matrixreicheren Kiese im Norden und gegen Westen hin geringere hydraulische Durchlässigkeiten auf als jene, die am Südrand zu finden sind.

Die Ausbildung der Deckschichten, die hydraulischen Eigenschaften der Zentralalpinen Kiese, die Grundwasserfließrichtung sowie bestehende Grundwassernutzungen bestimmten die Standortwahl bzw. das Design des neuen Tiefbrunnens, der schlussendlich nahe zum Ostrand des Achensees errichtet wurde.

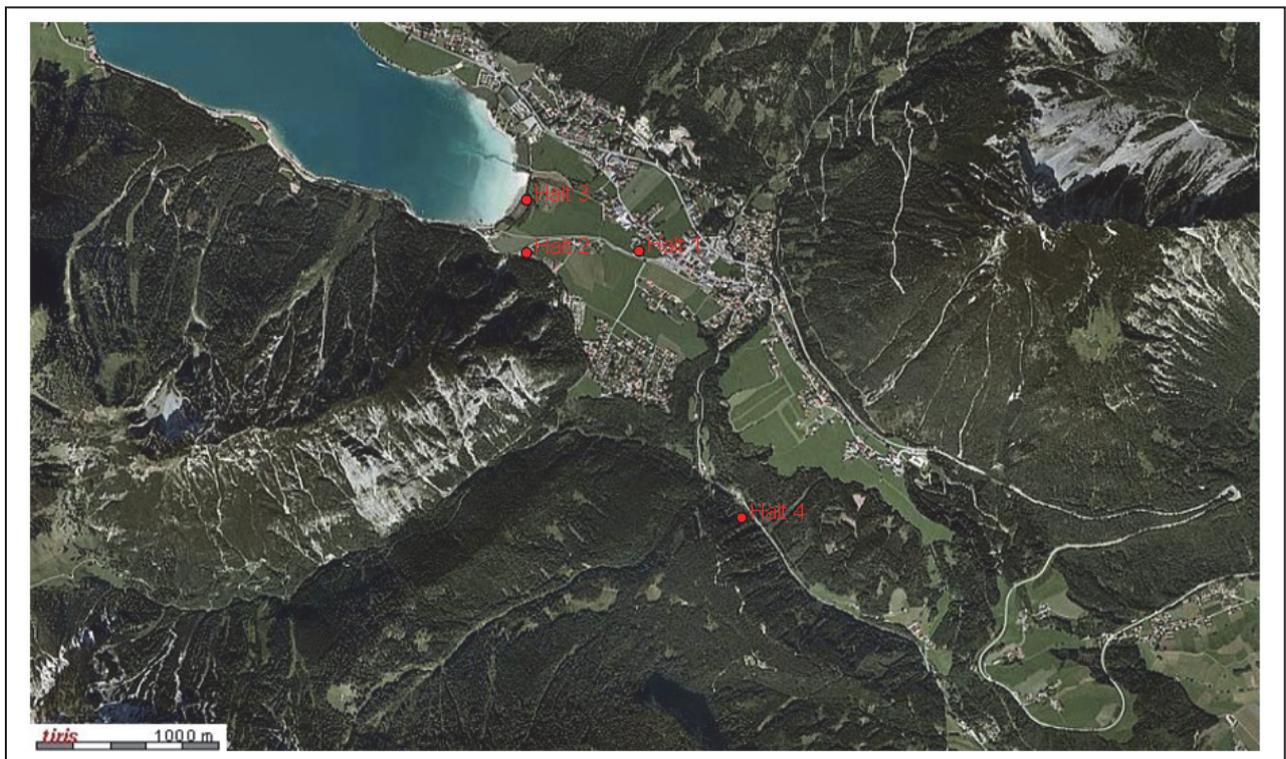


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte.

I. Stopp

- A Überblick Exkursions- bzw. Projektgebiet.
- B Ergebnisse der Geophysikalischen Untersuchungen (siehe Abb. 2).
- C Zusammensetzung und fazielle Interpretation der Lockergesteine, die die Zentralalpinen Kiese überlagern.

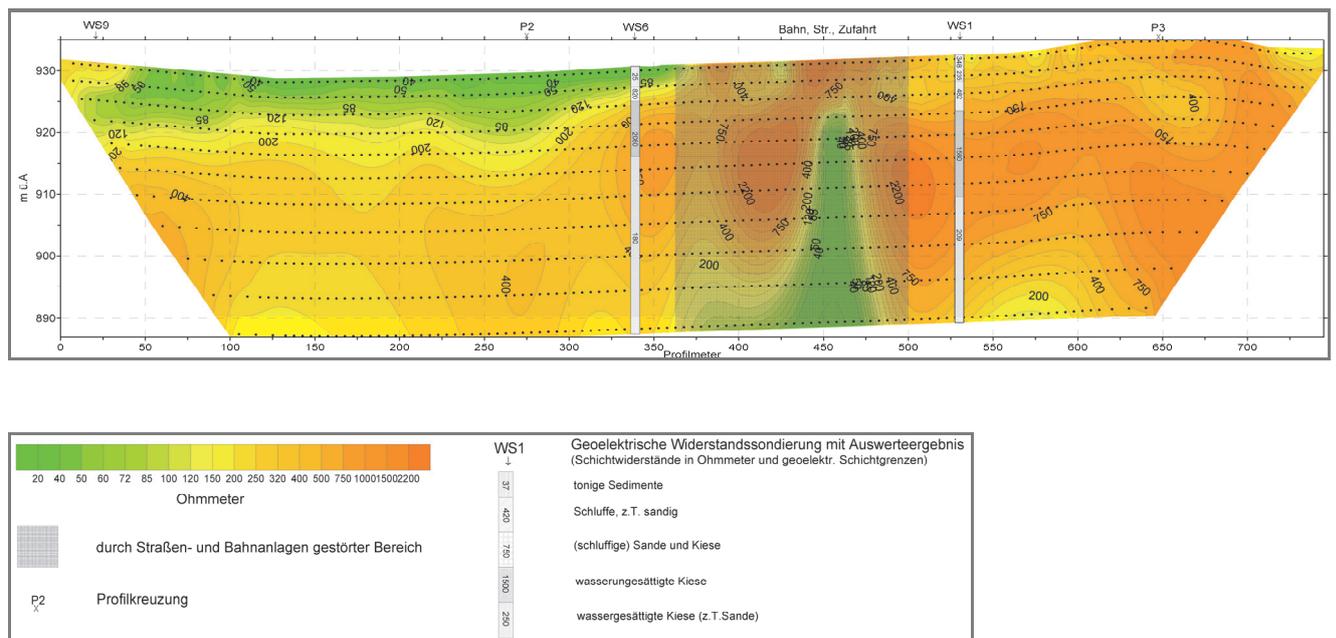


Abb. 2: Siehe oben und nächste Seite: ➔
 Elektromagnetische Kartierung inklusive Standorte der Widerstandssondierungen und Lage der geoelektrischen Profile.
 Geoelektrisches Profil P1 mit Auswertergebnis.

2. Stopp

- A Erkundungsbohrungen am Achenseedamm.
- B Zentralalpine Kiese: Zusammensetzung und fazielle Entwicklung.
- C Geologischer Aufbau des Achensee-Lockergesteindammes (siehe Abb. 3, 4 und 5).

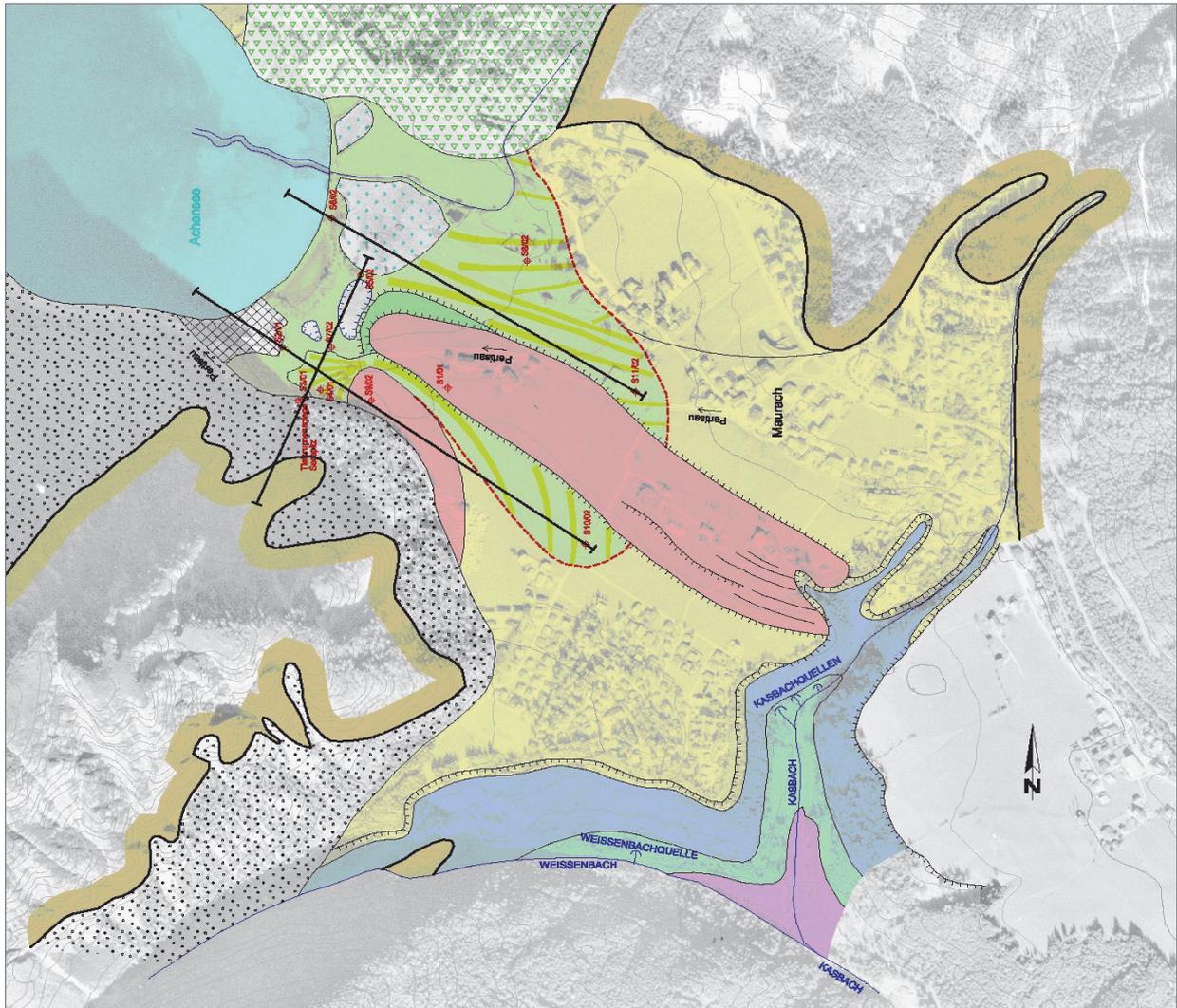


Abb. 3: Geologische Karte des Achenseedammes (Legende siehe Abb. 4).

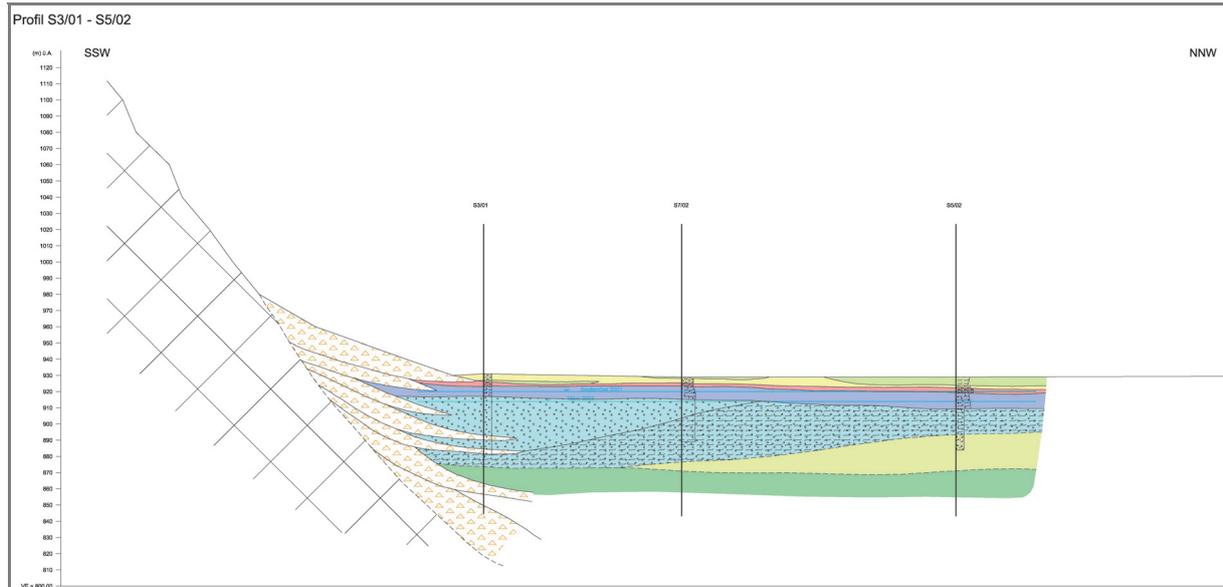
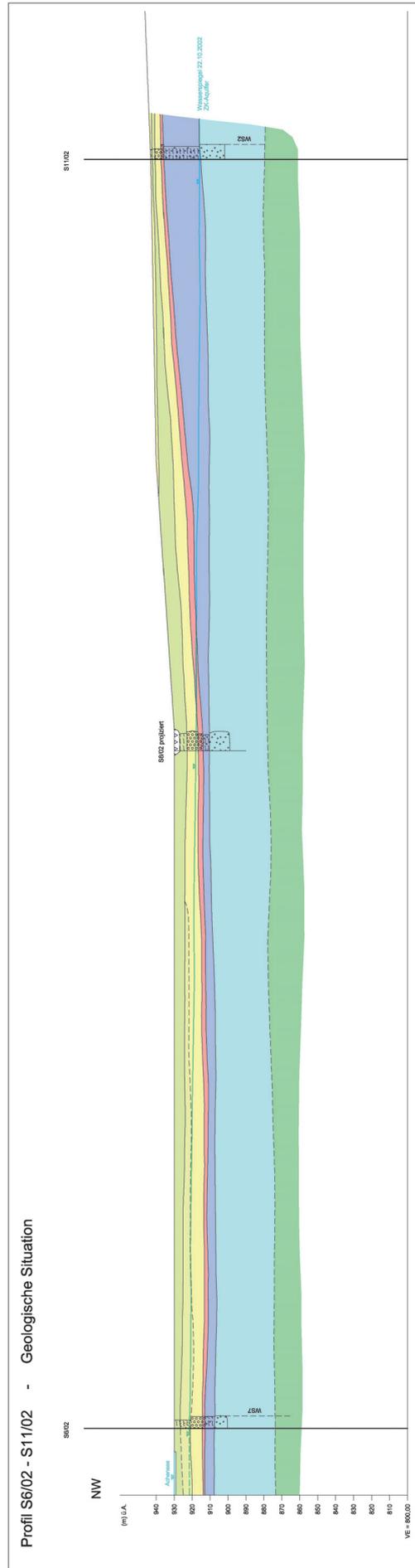
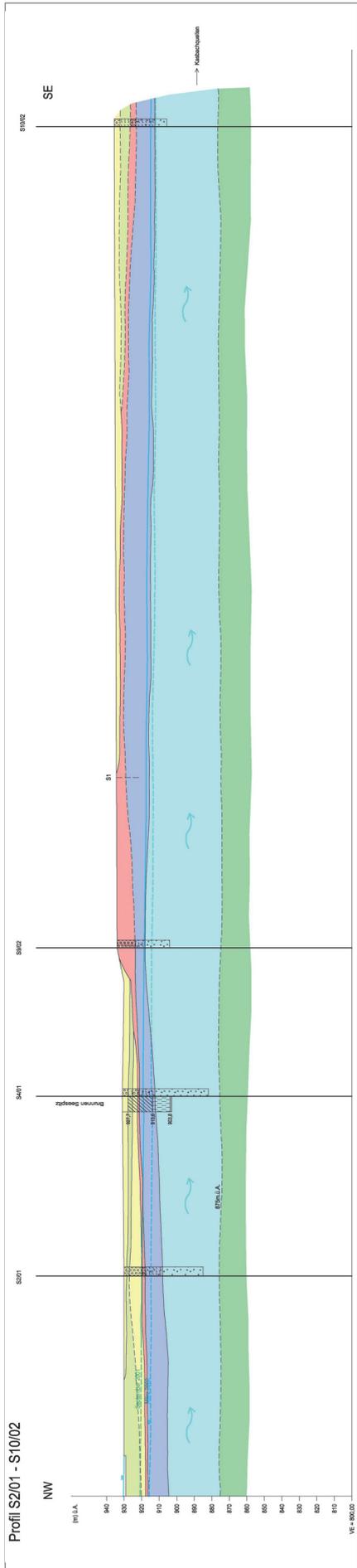


Abb. 4: Geologisches Querprofil des Achenseedammes.



Abb. 5: Geologische Längsprofile des Achenseedammes entlang der Erkundungsbohrungen S2/01 und S10/02 sowie S6/02 und S11/02.



3. Stopp

- A Grundwasser-Fließrichtung im Achenseedamm (siehe Abb. 6)
- B Hydraulische Interaktion Achensee und Grundwasser

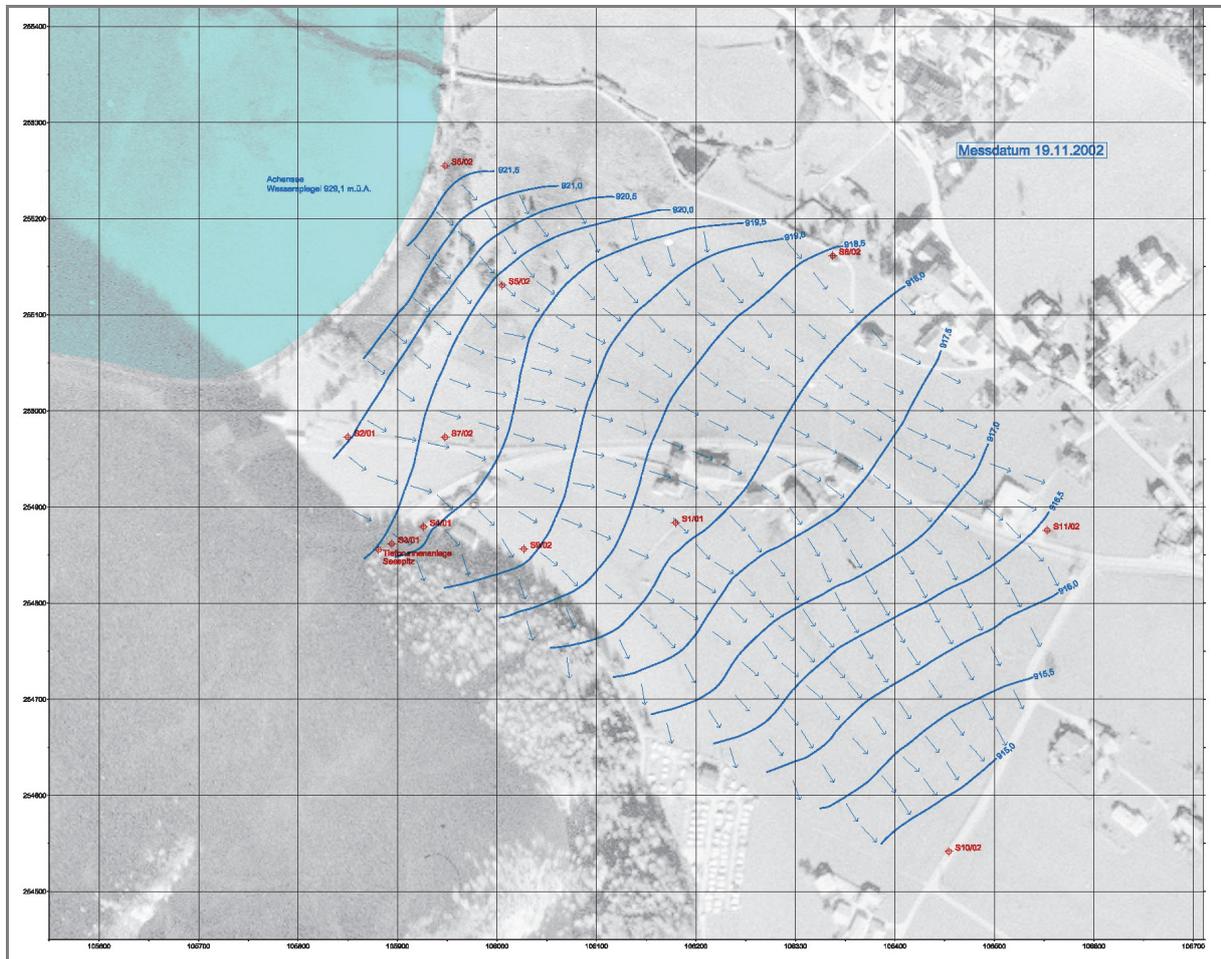


Abb. 6: Grundwasser-Gleichenplan des Messtages 19. 11. 2002.

4. Stopp

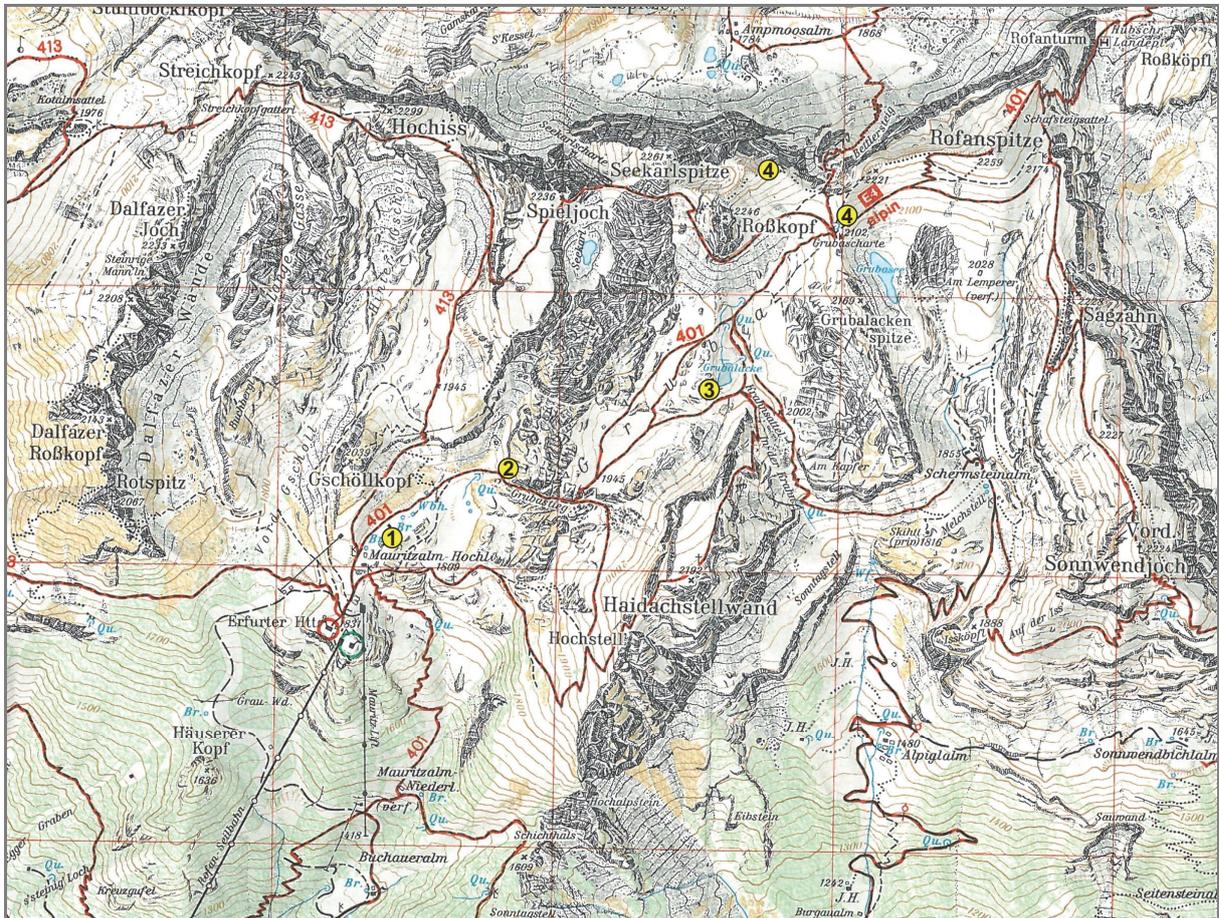
- A Kasbachquellen
- B Achenseedamm: tiefere lithologische Einheiten in Form der Zentralalpinen Sande und Tone

Literatur

POSCHER, G. (1994): Fazies und Genese pleistozäner Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern – Teil I: Der Achenseedamm. – Jb. Geol. B.-A., 137, 171–186.

Exkursion E2a – Rofengebirge Mittwoch, 21. 09. 2011

Führung: R. BRANDNER und A. GRUBER



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Haltepunkte der Exkursion auf der Alpenvereinskarte 1:25.000 (1983), Blatt 6 Rofan.

Überblick

Das Rofengebirge ist neben seiner landschaftlichen Schönheit ein ideales Exkursionsgebiet, um einen der geodynamisch interessantesten Zeitabschnitte in der Entwicklung der Ostalpen kennenzulernen: es handelt sich um den Abschnitt vom Ende der Trias bis zum oberen Jura und der unteren Kreide, also um jenen Abschnitt, in dem die mächtigen, für die Nördlichen Kalkalpen so prägenden Karbonatplattformen der Trias verschwinden und der Penninische Ozean, nordwestlich der Kalkalpen, entsteht. Dieser Übergang gestaltet sich jedoch komplexer, als bisher vielfach angenommen. Zahlreiche Publikationen der Arbeitsgruppe um Hans-Jürgen Gawlick (guter Überblick in der jüngsten Publikation von MISSONI & GAWLICK, 2011) berichten von jurassischer Gebirgsbildung in den mittleren Nördlichen Kalkalpen als Folge der Schließung des Westteiles des Neotethys-Ozeans. Sie soll der Extension im Unteren Jura folgen. Anderer Auffassung sind FRANK & SCHLAGER (2006), die das Modell einer jurassischen transpressiven Tektonik der Subduktionstektonik in den Ostalpen gegenüberstellen. Die eindrucksvollen Aufschlüsse im Rofengebirge regen diesbezüglich zur Diskussion an.

Die Vielfältigkeit der Landschaft ist hier durch die tektonischen Strukturen und die unterschiedlichen Gesteine vorgegeben: die weißen, verkarsteten Oberrhätkalke bilden die Kerne der ca. N-S-streichenden Antiklinalstrukturen, in den dazwischenliegenden Mulden sind geringmächtige Rotkalke und Ruhpoldinger Radiolarite verbreitet. Darüber lagern, alles übergreifend, die grobgebankte oberjurassische Rofanbrekzie und Schuttkalke mit Flachwasserdetritus, die die Gipfelregionen aufbauen. Sie weisen Großteils eine flache Lagerung auf und machen die engen Faltungen und Rampenüberschiebungen des Liegenden nicht mit. Das alles liegt engräumig nebeneinander und macht letztlich den Reiz der Landschaft aus. Diese hat offensichtlich auch schon den Menschen der Jungsteinzeit gefallen. Sie fanden hier zudem in den roten Radiolariengesteinen bestes Rohmaterial für ihre Werkzeuge. Mitarbeiter des Instituts für Archäologie der Universität Innsbruck fanden dafür in der Umgebung der Grubalacke (3. Stopp) zahlreiche Hinweise.

Das Rofangebirge ist ein Schlüsselgebiet zum Verständnis der geodynamischen Entwicklung im Jura der Nördlichen Kalkalpen. Hier haben schon in früheren Zeiten die ausnehmend genauen und ausführlichen Beschreibungen von WÄHNER (1903) Aufmerksamkeit erregt. Viele Detailbeobachtungen warfen immer mehr Fragen auf, die zur damaligen Zeit aber nicht befriedigend beantwortet werden konnten. SPENGLER hat 1935 das Werk Wähners mit der Herausgabe des 2. Bandes seiner Monographie vollendet und fertigte dazu auch eine geologische Karte 1:10.000 an, die auf Notizen und Photographien Wähners aufbaut.

Schon damals war die Entstehung der „Hornsteinbrekzie“ (**Rofanbrekzie**) das wichtigste geologische Problem. Sie wurde von Wähler und Spengler als „Dislokationsbrekzie“, d. h. also als tektonische Brekzie gedeutet. Sie soll bei vorgosauischen, orogenetischen Bewegungen zwischen den Oberjurakalke und ihrer Unterlage entstanden sein. Im Niveau der brekziösen Einschaltungen hätten sich die Oberjurakalke von ihrer anders gefalteten Unterlage abgelöst und dabei eine „Reibungsbrekzie“ gebildet. Wenige Bänke wurden aber auch als Sedimentärbrekzie interpretiert. AMPFERER deutete diese dagegen bereits 1908 als sedimentäre Brekzie und führte dafür gewichtige Beobachtungen an, die dann später von SANDER (1941) durchaus bestätigt wurden. Heute ist es natürlich keine Frage mehr, dass es sich um eine mächtige Sedimentabfolge handelt, in der dicke Bänke von Brekzienschuttströmen mit eher plattigen, dm-geschichteten Calciturbiditbänken („Hornsteinplattenkalke“) wechsellagern. Ampferer nahm an, dass nach Ablagerung der Radiolarienschichten (**Ruhpolding-Fm.**) das Gebiet gehoben und verlandet worden wäre und die „eben erhobenen Massen“ in Form von Gleitfalten transportiert worden wären (Abb. 1). Als Argument für eine tektonische Hebung nach den Radiolariengesteinen sind auch die Funde von Korallenkalke in Brekzienkomponenten von WEYNSCHENK (1949) zu werten. Danach hätte Erosion zur Bildung der Hornsteinbrekzien geführt und erneutes Untertauchen erlaubte den „Fortgang der Sedimentation“. Erst dann folgte die Gebirgsbildung in der Kreidezeit. Wähler konzentrierte seine Arbeiten nach Erscheinen von Ampferers Publikation vor allem darauf, noch mehr Argumente für seine Reibungsbrekzie zu finden und scheiterte letztlich daran, sodass er schlussendlich auch keine Zeit mehr fand, seine Monographie selbst fertigzustellen. Aus heutiger Sicht darf festgestellt werden, dass es natürlich beide Brekzientypen gibt, die sedimentäre Brekzie ist allerdings naturgemäß wesentlich mächtiger entwickelt.

Bei einer Gesamtbetrachtung der tektonischen Nachbarschaft von Karwendel- und Sonnwendgebirge ging AMPFERER (1941) nochmals auf die Problematik der Hornsteinbrekzie ein und bekräftigte neuerlich seine Auffassung, dass die Falten das Ergebnis der „Abgleitung von noch meerfeuchten Sedimenten“ seien. Dafür müsse allerdings eine tektonische Aufwölbung im Osten angenommen werden, die bei diesem Vorgang entblößt worden wäre. Aufgrund der tiefgreifenden prägosauischen Erosion ist im in Frage kommenden Raum (Brandenburg) dergleichen allerdings nicht mehr nachweisbar.

Vor Kurzem versuchten GAWLICK et al. (2009 und dieser Band) mittels Radiolarien-Stratigraphie eine exaktere Datierung der Rofanbrekzie zu erlangen. Dabei gelang die genaue Einstufung der kondensierten Radiolaritabfolge, die nun vom höheren Callovium bis ins mittlere Oxfordium reicht. Die darüber folgende Rofanbrekzie wäre damit nun deutlich jünger als ähnliche Brekzienschüttungen im Tauglboden-Becken der mittleren Nördlichen Kalkalpen. Dies wird von Gawlick et al. als wichtiger Hinweis für die zeitliche und räumliche Wanderung möglicher orogenetischer Vorlandbeckenbildungen („Tauglbodenbecken“, „Rofanbecken“) gewertet.

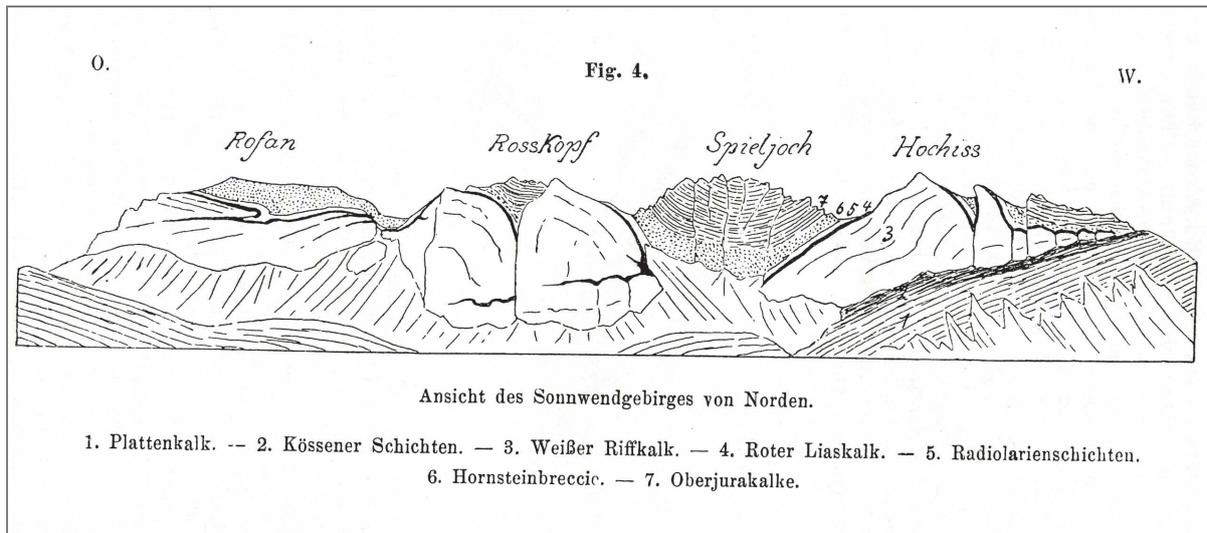


Abb. 1: Ansicht der Nordwand des Rofangebirges, aus AMPFERER (1908). Die Faltenstrukturen im weißen Riffkalk (Oberrhätkalk) werden hier als Gleitfalten interpretiert, die Hornsteinbrekzie soll daher nach Ansicht Ampferers auf dem Gleitfaltenteppich transgredieren.

Turbiditische Flachwasserdetritusschüttungen folgen über der Rofanbrekzie bzw. verzahnen mit dieser. Auf Grund ihrer plattigen Schichtflächen und diagenetisch gebildeten Hornsteinknuern spricht man hier auch vom „**Hornsteinplattenkalk**“. Die Detrituskalkschüttungen bestehen aus Flachwaserkarbonatkörnern einer zeitgleich produzierenden Karbonatplattform (**Plassen-Fm.**) die in östlicher bis südöstlicher Richtung angenommen werden muss. Textur und Zusammensetzung gleichen den **Barmsteinkalkschüttungen** und werden diesen daher hier gleichgesetzt. Sie häufen sich in der Depression des Bächtentaler Beckens und verzahnen in Richtung W bis NW mit der **Ammergau-Fm.** (siehe Beitrag Gruber & Brandner, dieser Band). Im Bereich des Dalfazer Roßkopfs erreicht die Abfolge eine Mächtigkeit von ca. 300 m und wird dort von der Ammergau-Fm. überlagert. Aptychenfunde (SPENGLER, 1935: 84) weisen hier auf ein Kimmeridge-Tithon-Alter hin. Mittels Calpionellen-Stratigraphie konnte SCHÜTZ (1979) den Nachweis erbringen, dass die Obergrenze der Barmsteinkalkschüttungen im Bächtentaler Becken in das Berriasium hineinreicht. Die Bezeichnung „**Seekarlspitzkalk**“ (GAWLICK et al., 2009) ist irreführend, da im Bereich der Seekarlspitze im Rofan weitum nur Oberrhätkalk und kein Oberjurakalk ansteht. Wir haben daher hier diesen Begriff nicht verwendet.

Die Gesamtabfolge von der Ruhpolding-Fm. bis zur Ammergau-Fm. ist mit der mehrere 100 m mächtigen Zwischenschaltung von Resedimentgesteinen (Rofanbrekzie und Barmstein-Fm.) klar in eine progradierende, CU- (coarsening upward) und retrogradierende FU-Abfolge (fining upward) zu gliedern. Die Progradation der klastischen Schüttungen beginnt oberhalb des Rupoldinger Radiolarits mit dünn-schichtigen Turbiditlagen aus klastischem Material, die zunehmend gröber körnig werden und Brekzienbänke bilden. Auch einzelne Megablocke von Oberrhätkalken sind eingeschlossen. Hintergrundsediment sind u. a. rote dünn-schichtige Kalke (Packstones mit Radiolarien, Spiculae und Filamenten). Diese Abfolge wird der **Tauglboden-Fm.** zugeschrieben. Die **Rofanbrekzie** folgt mit scharfer Grenze unter Ausbleiben der roten Radiolarienkalke. Der Komponentenbestand wird vor allem aus Oberrhätkalken, bunten Jurakalken, Kössener Kalken und untergeordnet Radiolarit aufgebaut. Vereinzelt sind eindeutig stromatolithische Plattenkalke/-dolomite festzustellen. WÄCHTER (1987) nennt zudem noch Hauptdolomit-Klasten. Sekundäre Verkieselung ist verbreitet. Die Komponenten sind maximal angerundet und schlecht sortiert, Kornstützung mit wenig Matrix ist verbreitet. Die Brekzienabfolge besteht aus offensichtlich rasch erfolgten gravitativen Schuttströmen, die als Rinnenfüllungen vorliegen und damit auf eine proximale Position am Paläohang hinweisen. Im mittleren und höheren Abschnitt der Abfolge schalten sich mit Nachlassen der Schüttungen zunehmend gut geschichtete Calciturbiditlagen ein, die den **Barmsteinkalken** zugerechnet werden. Mit der generel-

len Subsidenz setzen dann im unteren Berriasium die Flachwasserdetritusschüttungen zunehmend aus und die mikritischen Tiefseekalke der Ammergau-Fm. gelangen zur Ablagerung. Offensichtlich wurden nun die Karbonatplattformen im Einzugsgebiet der Calciturbidite geflutet. Die Calciturbidite haben im Becken naturgemäß die größte Reichweite, wohingegen die Brekzienschuttströme im proximalen Bereich des Hanges liegen bleiben. Mehrere Aufschlüsse zeigen, dass grober Blockschutt sich unmittelbar vor dem jeweiligen Stirnbereich der Rampenüberschiebungen ansammelt. Diese Phänomene sind bestens in der Nordwand des Rofangebirges zu studieren.

Sie zeigen klar, dass die **Rampenüberschiebungen** des Unterbaues mit der sedimentären Brekzienbildung einhergehen (siehe Abb. 4). AMPFERER hat das bereits 1908 richtig erkannt.

Es stellt sich nun die Frage, ob die Rampenüberschiebungen im Sinne Ampferers lediglich Teil gravitativer Massenbewegungen (Rutschfaltung) an der Oberfläche sind oder Teil tiefgründiger Einengungstektonik, wie dies unlängst MISSONI & GAWLICK (2011) postulierten.



Abb. 2: Blick auf den NW-Hang der Rofanspitze mit der schön aufgeschlossenen CU-Abfolge der Taugboden-Fm. (TB) und Rofanbrekzie (RB, mehrere undeutlich grobgebankte Brekzienlagen unter dem Kamm) – siehe auch 4. **Stopp**. Die Taugboden-Fm. weist in ihrem hangenden Abschnitt Lagen von weißen Oberrhätkalkblöcken auf, die nochmals von roten Radiolarienkalken überlagert werden. An der Basis der Abfolge ist der messerscharfe Paläokarstkontakt am Top des Oberrhätkalks (ORK) zu roten Adneter Kalken/Hierlatzkalken (RR) zu erkennen, die zweiten Steilstufe des Profils besteht aus Radiolarit (RR).



Abb. 3: Verzahnungsbereich Rofanbrekzie – Barmsteinkalke. Aufschluss auf der Südflanke der Roßköpfe, unterhalb vom Steig (am Rückweg vom 4. Stopp). Überlagerung eines Brekzienschuttstroms (komponentengestützte Brekzie) mit dm-geschichteten, plattigen Calciturbiditen („Hornsteinplattenkalk“) der Barmstein-Fm. Die Sedimentationsunterbrechung wird unterstrichen durch die Auffüllung des Reliefs am Top der Brekzienbank. Bis zum Gipfel der Roßköpfe folgen mehrere, ähnlich aufgebaute Sequenzen, die meist mit ausgeprägten, rinnenartigen Diskordanzen an ihrer Basis einsetzen.

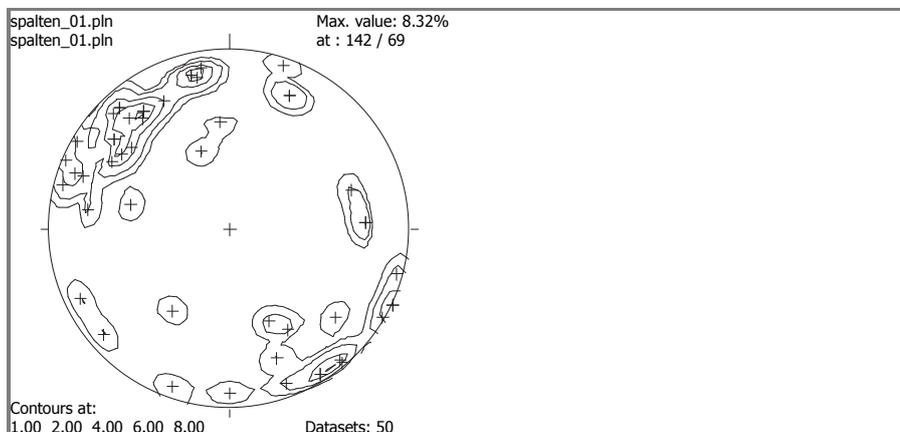


Abb. 4: Statistische Auswertung (Polpunktdarstellung) von jurassischen Spaltenbildungen im Rofangebirge (aus BRANDNER & SAUSGRUBER, 2001). Der Haupttrend der Spalten in Richtung NNE–SSW ist klar erkennbar. In dieser Richtung verlaufen auch die späteren Rampenfaltungen.

Der etwa 100 m mächtige Oberrhätalk schert samt seiner geringmächtigen Rotkalk- und Radiolaritauflage an der rheologisch vorgegebenen Basis am Top der Kössener Mergel ab und bildet meist auf der oberen Flachbahn (= Rotkalk + Radiolarit) Rampenfaltungen, die selten enge Faltung zeigen. Vielmehr lösen sich die Faltenscharniere in Blockwerk auf, das in die Relief-plombierende Rofanbrekzie eingeht (Abb. 5). Ebenso können größere Schichtpakete weggleiten und in gravitativen Schuttströmen

einsedimentiert werden. Das spröde Verhalten des Oberrhätkalkes ist auf die frühe Lithifizierung des Riffkalkes zurückzuführen. Rotkalk und Radiolarite könnten sich bei der Deformation eventuell noch plastisch verhalten haben, wie AMPFERER (1908) meint. Das N-S- bis NNE-SSW-Streichen der Rampenfaltungen hält sich auffallenderweise an ähnliche Streichrichtungen der vorangegangenen **Dehnungsspalten** (neptunian dikes) an der Basis der Rotkalken (siehe Stopps 1–3 und Abb. 4).

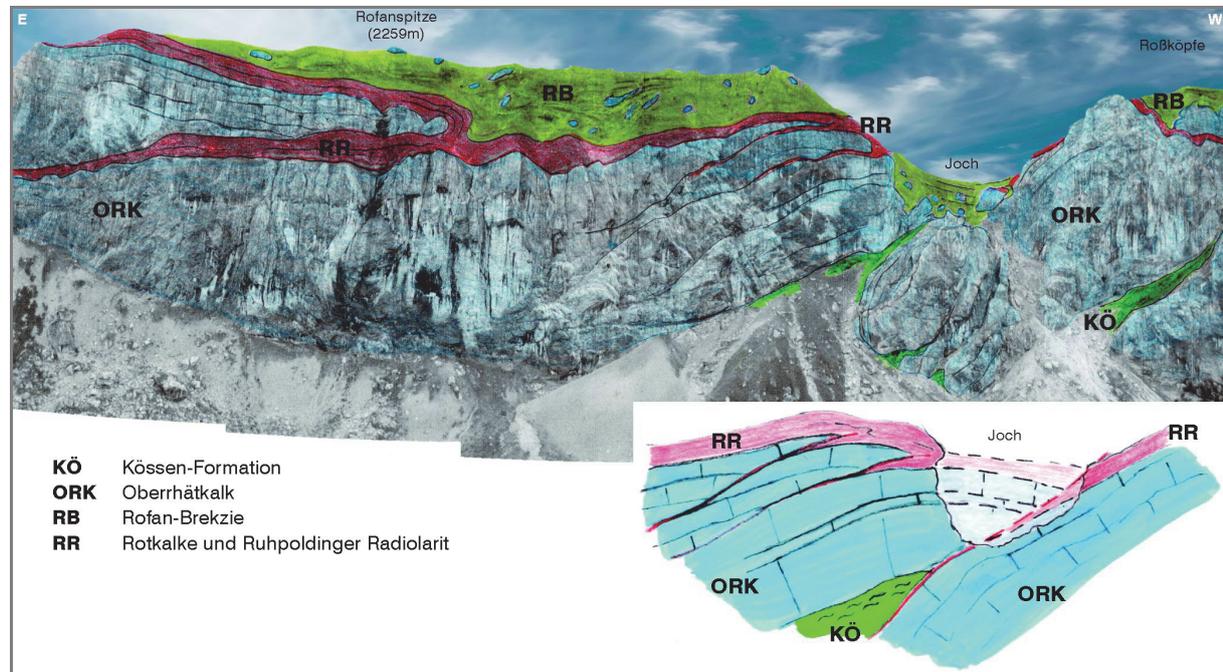


Abb. 5: Panorama Rofanspitze-Nordwand (Aufnahme vom Seilegg). Siehe auch Abb. 13.

„Lehrbuchbeispiel“ für Rampenüberschiebungen mit Rampenfaltung in der Hangendscholle. Grobgebankte Oberrhätkalke (ORK) scheren an ihrer Basisfläche zu den Kössener Mergeln (KÖ) ab und überschieben jeweils in Richtung West über Rampen auf das Niveau Rotkalk-Gruppe – Ruhpoldinger Radiolarit (RR) und z. T. Tauglboden-Fm. (hier in Rofanbrekzie inkludiert: RB). Im Stirnbereich der Überschiebungen werden Rotkalk, Radiolarit und Tauglbodenschichten noch mitverfaltet. Dieser enge Schuppen- und Faltenbau wird von einer mächtigen Abfolge von Brekzien und Detrituskalken (RB) überlagert (Megablocke von Oberrhätkalken sind gut zu erkennen), die lediglich einen weitspannigen Faltenbau aufweist. Bei lokalen internen Schräg- und Querstellungen von Schichtstapeln handelt es sich eindeutig um Rutschfaltenfragmente, die in die Brekzie einsedimentiert wurden. Im Bereich des Jochs zwischen Rofanspitze und Roßköpfe reichen Schuppen von von der Basis mitgeschleppten Kössener Kalken und Mergeln knapp an die überlagernde Rofanbrekzie heran. Hier fehlen die ursprünglich darüber gelagerten, mächtigen Oberrhätkalke (in der kleinen Modell-Skizze strichliert dargestellt). Die Erosion erfolgte durch Herausbrechen von Oberrhätkalkblöcken aus dem beim Überschiebungsvorgang zerbrochenen Stirnbereich der überschobenen Hangendscholle. Die Blöcke gingen in die Rofanbrekzie ein, die in den vorgelagerten Depressionen abgelagert wurde.

Die Situation gilt als Beispiel einer oberflächennahen Einengungstektonik am oberjurassischen, tiefen Meeresboden.

Auch im tieferen Stockwerk, vom Hauptdolomit bis hinunter zur großen Basisabscherung im Niveau Haselgebirge – Reichenhaller Schichten sind Einengungsstrukturen („Querstrukturen“) ähnlicher Ausrichtung weit verbreitet. Die prominenteste ist die Achentaler Überschiebungsstruktur („Achentaler Schubmasse“) des nun neu vorgestellten Kartenblattes „Achenkirch“ (siehe auch Beitrag Ortner &

Gruber, dieser Band). Auch diese Querstruktur wird eine jurassische Anlage haben, wurde aber dann in der Folge in die frühalpiner Top-nach-NW- und mesoalpiner Top-nach-NNW-Überschiebungstektonik einbezogen. Am Fonsjoch, am Ostende der Karwendel-Synklinale finden sich ähnliche Strukturen: hier befinden wir uns am Westrand der Oberrhätkalkplattform, die Kössen-Fm. wird direkt von der Kendlbach-Fm. überlagert. Rotkalke und Radiolarit sind in mehreren gravitativen Gleitschollen übereinander gestapelt, im Untergrund weist der Plattenkalk samt oberem Hauptdolomit westvergente Verfaltungen auf. Damit kann das Argument, der Hauptdolomit der Liegendabfolge liege ruhig da und daher könne es sich nur um oberflächliche Eingleit-Deformationsstrukturen handeln, stark abgeschwächt werden. Trotzdem ist anzumerken, dass auch an heutigen passiven Kontinentalrändern (Beispiel Nordatlantik) mächtige Schichtstapel abgleiten können, die in ihrer Dimension durchaus jenen des Rofangebirges entsprechen können.

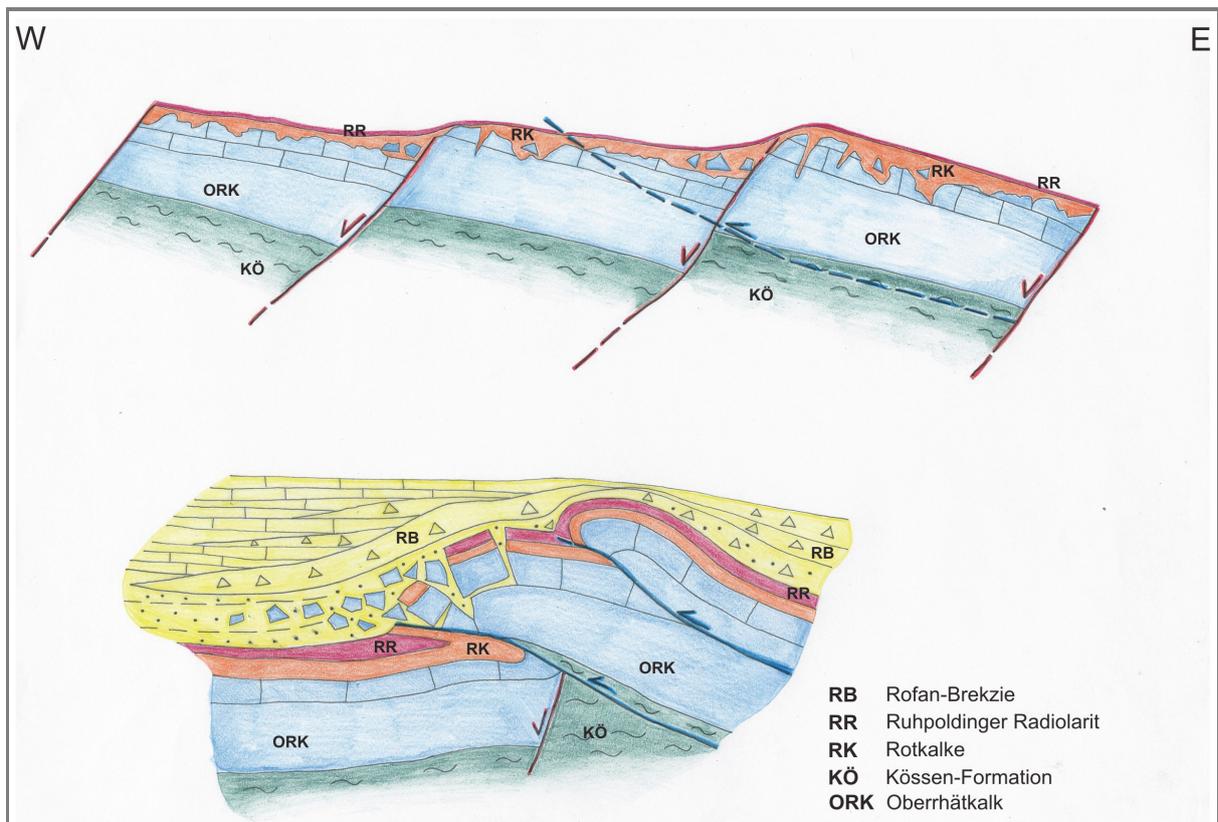


Abb. 6: Modell der geodynamischen Juraentwicklung im Sonnentoggebirge (ohne Maßstab).

Bild oben: Dehnungstektonik mit Kippschollenbildung im Unteren – Mittleren Jura, die Hauptphase der Bildung des Bächtentaler Beckens (siehe Abb.20 im Exkursionsbeitrag E3) fällt in das Toarcium; in der Folge herrscht starke Subsidenz im gesamten Kontinentalrandbereich des Penninischen Ozeans.

Bild unten: Nach Ablagerung des Ruhpoldinger Radiolarits setzt im oberen Oxfordium mit der Tauglboden-Fm. und Rofanbrekzie Einengungstektonik mit Rampenüberschiebung (blaue Störungslinien) und Faltung ein (im Bild unten). Überschiebungen setzen in Bereichen der oberliassischen Abschiebungen an.

Sinistrale Transtension – dextrale Transpression oder Schollenkipplung mit Eingleiten von Schichtstapeln?

Das Bächtentaler Becken ist gekennzeichnet durch seine Halbgraben-Geometrie, mit Absenkung von S nach N, aber auch von W nach E. Es reicht in seiner Längserstreckung von Mittenwald (ULRICH, 1960) nach E in den Bereich Achenkirch (CHANNELL et al., 1992), wobei hier der querliegende Beckenrand durch die Überschiebung der Achenentaler Schubmasse maskiert ist. Aus kinematischen Gründen sind neben den nachgewiesenen NNE- bis NE-streichenden Abschiebungen (= „Querstrukturen“) auch etwa E-W-streichende Längsstörungen anzunehmen, die bei der mesoalpinen Top-nach-N-Einengung in E-W-streichenden Faltenbau und Überschiebungen übergegangen sind (EISBACHER & BRANDNER, 1996; ORTNER, 2003 und dieser Band). Demnach sollte im Bereich Achenkirch der Übertrittsbereich der Längsstörungen anzunehmen sein, womit von der Geometrie her gesehen die Beckenbildung in einem sinistralen Scherungssystem vorgegeben ist. Die Anlage des Jurabeckens ist prinzipiell schon in der Obertrias mit der Verteilung des Oberrhätkalkes und der Kössener Schichten gegeben, erhält dann aber eine Akzentuierung im Toarcium. In der Folge ist starke Subsidenz am gesamten südlichen Kontinentalrand des Penninischen Ozeans wirksam.

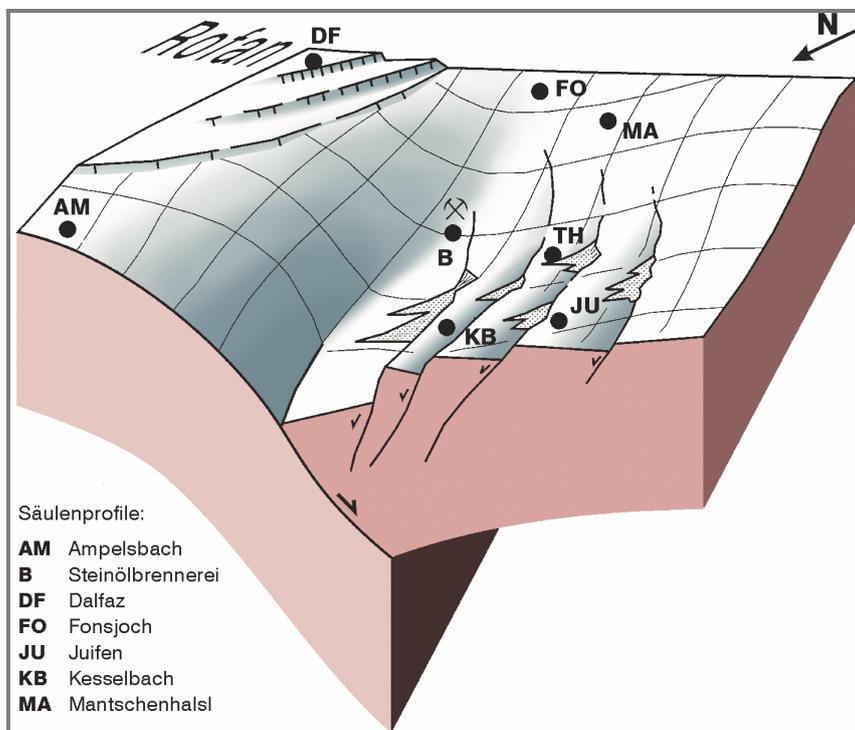


Abb. 7: Rekonstruktionsversuch des Bächtentaler Beckens zur Zeit des oberen Lias (verändert nach SPIELER & BRANDNER, 1989). Das gesamte Becken beginnt im W bei Mittenwald und erreicht im Bächtental den bathymetrisch tiefsten aufgeschlossenen Bereich. Es handelt sich um eine Halbgrabenstruktur, die sowohl in W-E Richtung als auch in NW-SE Richtung entwickelt ist.

Die Subsidenz wird im Oberjura am Südrand der Kalkalpen (= Tirolikum und Juvavikum) nach der Auffassung von MISSONI & GAWLICK (2011, mit Zitaten früherer Arbeiten) vom Einfluss kompressiver Tektonik unterbrochen, die von der Schließung des Hallstatt-Meliata-Ozeans ausgehen soll. Am Beispiel des Sonnwendgebirges, wo oberjurassische Falten- und Überschiebungsstrukturen in einmaliger Art und Weise aufgeschlossen sind, ist deren kleinräumige Verteilung und geringe laterale Erstreckung auffallend. Dementsprechend sind die daraus hervorgehenden oberjurassischen Brekzienbildungen samt Detrituskalken lokale Bildungen, ohne größere Lateralerstreckung. Im Falle kompressi-

ver Tektonik müsste das als Hinweis und starkes Argument für transpressive Lateraltektonik gewertet werden. Bei der nachgewiesenen Ererbung und Inversion der sinistralen Störungsgeometrien des Unterjura (s. o.) müsste dann allerdings auch ein Wechsel zu einem (vielleicht nur kurz andauernden) dextralen Bewegungssinn angenommen werden. Dies wäre dann als ein Vorläufer für die von EISBACHER & BRANDNER (1996, Abb. 4c) postulierte frühalpiner, NW-gerichtete Einengung entlang von zahlreichen dextralen „cross faults“ zu interpretieren.

Im Falle des Andauerns extensionaler Tektonik im Oberjura, was ja mit der Öffnung des Penninischen Ozeans natürlich im Einklang wäre, müssten sehr große Schollenkippen angenommen werden, um die angetroffenen Phänomene erklären zu können. Einerseits sind im Herkunftsgebiet der Flachwasserdetrituskalke Hebungen im Ausmaß von mehreren 100 m notwendig, damit sich die produzierenden Riffareale (Plassenkalk) im Hangenden der Radiolaritgesteine des Oxfordium bilden können (GAWLICK et al., 2007). Andererseits würde dadurch aber ein Relief geschaffen werden, das ein Eingleiten der etwa 100 m mächtigen Schichtstapel des Rofan durchaus erlauben würde.

Eine Entscheidung in dieser Frage könnten weitere strukturgeologische Arbeiten im Unterbau des Sonnwendgebirges bringen, die den westvergente Strukturen mehr Augenmerk schenken sollten.

Exkursionsroute (siehe Abb. 1)

Von Maurach mit der Rofan-Seilbahn zur Bergstation bei der Erfurter Hütte (Höhe 1.831 m). Von hier kurzer Fußmarsch zum Stopp 1: Mauritzenalm Hochleger, dann weiter auf dem Wanderweg Nr. 01 („Nordalpenweg“) zur „Grubastieg“ (die Lokalitäten sind auf der Alpenvereinskarte, Blatt „Rofan“, zu finden), Haltepunkt 2, weiter zur „Grubalacke“, Haltepunkt 3, bis zur „Grubascharte“ (2.102 m), Haltepunkt 4, mit einem kurzen Abstecher zum Joch, Pkt. 2.128 m. Von hier am gleichen Weg zurück zur Bergstation der Rofan-Seilbahn. Die Wanderung verläuft mühelos, ungefähr in der gleichen Höhenlage mit kleinen Auf- und Abstiegen.

Gegen Westen sehen wir ins Östliche Karwendel hinein mit der geologisch berühmten Lokalität „Stanser Joch“ („Reliefüberschiebung“ Ampferers) im S. Dabei handelt es sich um den überkippten Nordschenkel der Stallental-Antiform. Der Kern der Antiform wird aus Hauptdolomit und „Jungschichten“ der Lechtal-Decke gebildet, die Top-nach-NW-überschobene Inntaldecke lagert mit Reichenhaller Rauwacken an ihrer Basis darüber. Am Stanser Joch sehen wir den überkippten Teil der Inntal-Decke mit der flach gelagerten, inversen Schichtfolge des Wettersteinkalks. Gegen N folgt ein nach S rücküberschobener, aufrechter Teil der Inntal-Decke mit einer äußerst komplex gebauten Schuppenzone, deren primäre Anlage auf Diapirtektonik des unterlagernden Haselgebirges zurück geht. Nach N folgt südlich Pertisau die junge Überschiebung auf die mächtige Hautdolomitfolge, die in der E-W-streichenden Gütenberg-Synklinale und Karwendel-Synklinale Jura- und Kreidesedimente erhalten hat. Diese Überschiebung verschwindet gegen W im Risstal und kann daher nicht als Nordrand der Inntal-Decke gedeutet werden.

Dieselbe Überschiebung findet aber gegen E über Maurach und den Schichthals eine Fortsetzung. Hier überschiebt in nördlicher Richtung die Ebner-Joch-Scholle mit Reichenhaller Schichten an ihrer Basis Gosausedimente, die ihrerseits transgressiv den etwa N-S-streichenden Faltenstapel des Rofangebirges (hier der Haidachstellwand) überlagern. Die damit eindeutig prägosauischen Rofanfallen tauchen hier nach S hin ab, deshalb erreichen die Juraformationen des Rofan knapp nördlich Maurach den Talboden (schön aufgeschlossen z. B. im aufgelassenen Steinbruch NW' Maurach).

I. Stopp: Mauritzenalm Hochleger

Tektonischer Überblick Östliches Karwendel und Sonnwend-Gebirge

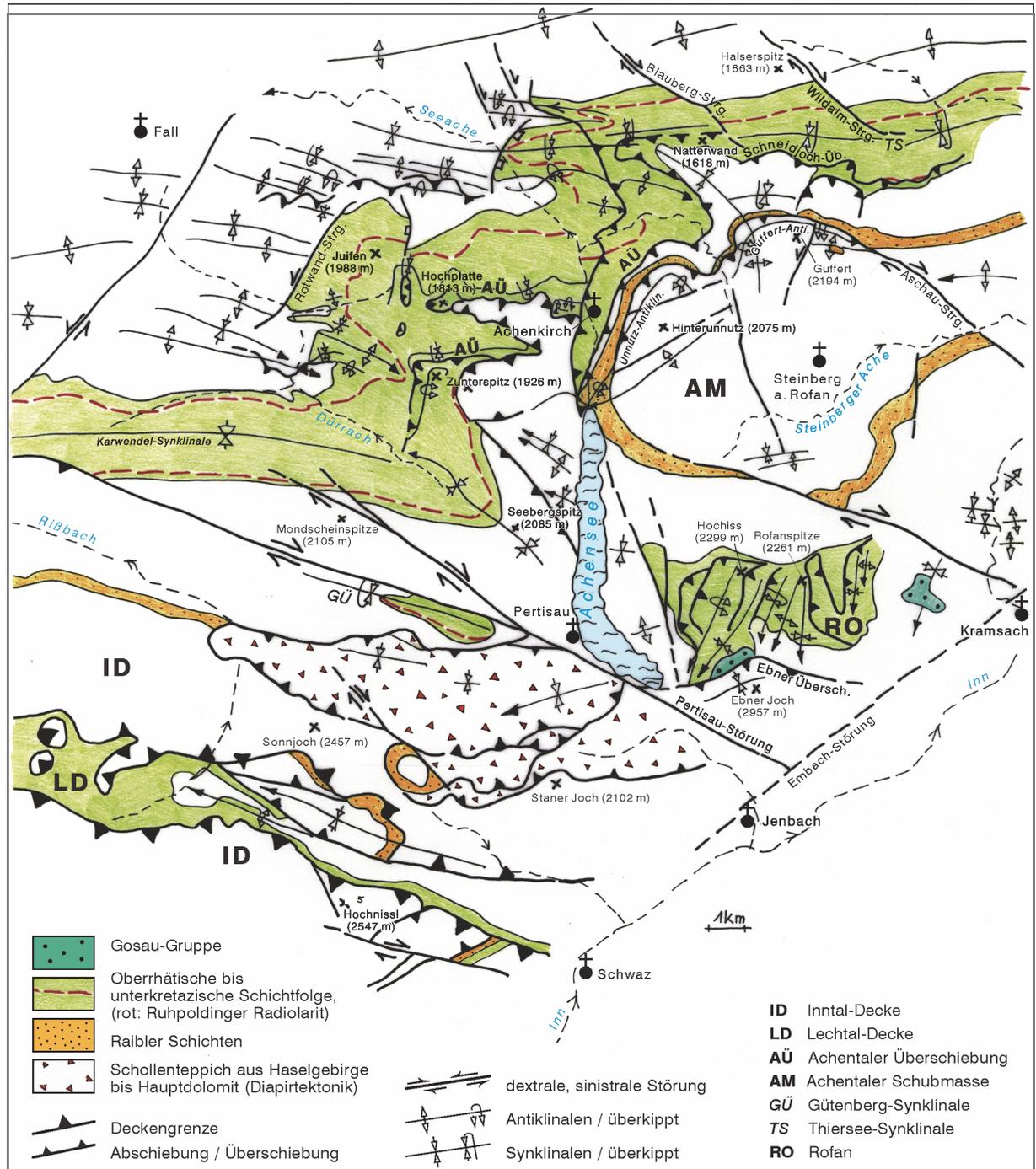


Abb. 8: Tektonische Übersichtskarte, stark verändert nach EISBACHER & BRANDNER (1996).



Abb. 9: Schrägluftbildaufnahme auf den Schichthals. Links im Bild der Nordrand der Ebner-Joch-Scholle, die die Gosau des Schichthals (bunte Farben der Gesteine) überschiebt. Die Gosau selbst transgrediert auf den nach S abtauchenden westvergenten Faltenstapel des Rofan (rechts im Bild).

Spaltenbildungen und Paläokarst am Top des Oberrhätalks mit Überlagerung der Rotkalke. Trias-Jura-Event

Gleich östlich der Mauritzenalm sind schöne Aufschlüsse der primären Überlagerung der Rotkalke auf Oberrhätalk zu sehen. Einerseits liegt eine deutlich angelöste, unregelmäßige Auflagerungsfläche vor, andererseits sind aber auch mit Rotkalk gefüllte Spalten im Oberrhätalk oder auch im Rotkalk selbst häufig. Die primär fleckenhafte Verteilung der Rotkalke auf dem weißen Oberrhätalk ist bereits von GEYER (1886) richtig erkannt worden, WENDT (1969) hat diese dann im Detail beschrieben. Er stellte querschlägige Spalten (Q-Spalten) und schichtparallele Spalten (S-Spalten) fest und wies nach, dass es sich um sedimentgefüllte Spalten am unterliassischen Meeresboden handelt, die bei bruchtektonischer Deformation entstanden sind. Mit zahlreichen Ammonitenfunden konnte er feststellen, dass die Rotkalksedimentation erst mit dem Sinemurium einsetze. Ob es sich um eine Spaltenfüllung oder Sedimentation am Meeresboden handelt, ist mit Hilfe textueller Kennzeichen leicht feststellbar: Feinschichtung ist typisch für die Spaltenfüllungen, Bioturbation ist typisch für Sedimentation am Meeresboden.

Wendt zweifelt in seiner Arbeit so manche Rotkalklage in den Ansichtsprofilen Wähners in der Rofan-Nordwand an und meinte, dass so manche tektonische Komplikation einfacher durch S-Spalten zu lösen wäre. Eine neuerliche Prüfung der in Frage kommenden Stellen gibt allerdings Wähler Recht. Die S-Spalten sind kaum verbreitet und ja auch genetisch schwer zu erklären.



Abb. 10: Aufschluss Mauritzalm. Flach liegender Oberrhätkalk (rechts) wird an steil stehender Abschiebungsfläche (130/80) primär von Rotkalk überlagert.

Ein bisher kaum untersuchtes Phänomen sind die gerade im Rofan so ausgeprägten Paläokarsterscheinungen an der Trias-Jura-Grenze.

Handelt es sich dabei um subaerische Karstlösung infolge eines drastischen Meeresspiegelabfalls? Dies ist derzeit die gängige Meinung. Allgemein wird am Ende der Trias eine kurzfristige eustatische Meeresspiegelabsenkung angenommen, die mit ausgedehnten vulkanischen Ereignissen der zentralatlantischen Magmenprovinz einhergehen soll und ebenso eine der Ursachen für das Aussterbeereignis sein soll (SCHOENE et al., 2010). Gegen einen eustatischen Meeresspiegelabfall spricht allerdings, dass z. B. in den Südalpen in der zeitlich in Frage kommenden Formation der Calcari grigi bisher keinerlei Hinweise für Paläokarst nachgewiesen werden konnten. KRYSTYN et al. (2005:14) nehmen daher in den Nördlichen Kalkalpen lokale tektonische Hebungen als Ursache für die Verkarstung an. Die subaerische Verkarstung konnte allerdings bisher noch nirgendwo nachgewiesen werden. Trotz mehrfacher karbonatsedimentologischer Analysen fehlen entsprechende eindeutige vadose Zemente, wie gravitative Zementkrusten („drip stone“) nach wie vor. Lokale tektonische Hebungen wären mit Kippung von Schollen im Rahmen der Riftingtektonik am passiven Kontinentalrand möglich. Listrische Abschiebungsflächen ermöglichen die Rotation von Schollen, allerdings müsste im Ausmaß der Hebung auch eine dementsprechende Absenkung der gleichen Scholle stattfinden.



Abb. 11: Paläokarst-Kontakt Oberrhätkalk – Rotkalk (Hierlatzkalk).

2. Stopp: Grubastieg

Inverse Profilabfolge mit Rotkalk, Radiolarit und Rofanbrekzie

Das Profil liegt am inversen Schenkel im Stirnbereich der Seekarlsnitz-Rampenfalte. In der kleinen Scharte in NE' Richtung ist schön der onlap-Kontakt der flach und aufrecht gelagerten Rofanbrekzienfolge des Spieljochs an die steil bis überkippt gelagerte Faltenstruktur zu sehen.

Der Rotkalk-Radiolarit-Abschnitt des Profils (= Sinemurium bis Oxfordium) liegt hier in nur wenigen Metern Mächtigkeit vor. Eine tektonische Verkürzung, vor allem am Basiskontakt zum Oberrhätkalk kann nicht ausgeschlossen werden. Etwa 70 m seitlich vom Haltepunkt ist in der gleichen Abfolge eine Rotkalkbrekzie aufgeschlossen. Es handelt sich um eine Stylobrekzie mit früh zementierten Rotkalkknollen. Hier lässt sich trefflich über die Genese der Brekzie diskutieren: gravitative Gleitmasse oder Tektonik? Ein Herausgleiten von Schichtstapeln würde neben dem deutlich sichtbaren Relief auf dem Oberrhätkalk die geringe lokale Mächtigkeit erklären.

Lithologie: wellig geschichtete rote mikritische Kalke mit charakteristischer frühdiagenetischer Knollenbildung. Wackestones, selten Packstones mit z. T. umkrusteten Echinodermenfragmenten, umkrusteten Lithoklasten, Filamenten, Foraminiferen (*Involutina liassica*), Ammoniten, etc., Typus Adnet-Fm.

Im jüngeren Abschnitt der Rotkalke treten über einer meist vorhandenen Fe-Mn-Kruste vermehrt Manganknollen auf. WENDT (1969) betrachtet den Horizont als wichtigen stratigraphischen Leithorizont mit weiter Verbreitung in der Rotkalkfazies und weist ihm an Hand von Ammonitenfunden ein Untertoarcium-Alter zu. Die Fe-Mn-Krusten überlagern ein unregelmäßiges, z. T. scharfes Lösungsrelief der Rotkalke weshalb Wendt auch hier, so wie am Top des Oberrhätkalks, einen Emersionshorizont mit subaerischer Exposition annimmt. Aus heutiger Sicht ist diese Interpretation nicht mehr haltbar. Wir würden lediglich eine Sedimentationsunterbrechung in einer Tiefschwellenfazies („sea mount“) annehmen, die zur Kalklösung und Krustenbildung am Meeresboden geführt hat. Der Zeitabschnitt fällt genau in den Zeitraum der Bildung des Bächentaler Beckens, d. h. die extensionale Tektonik könnte auch hier, im Tiefschwellenbereich, zur Umstellung im Sedimentationsablauf geführt haben.

Die Rotkalke werden mit scharfer Grenze von roten, z. T. plattigen Mergelkalken mit Hornsteinknollen und -lagen überlagert. Mikrofaziell sind es Radiolarien-Wackestones bis -Packstones. Sie entsprechen zeitlich dem Ruhpoldingener Radiolarit, bestehen vornehmlich aber aus mikritischen Kalken. Im nahegelegenen Bächentaler Becken sind hingegen „echte“ Radiolarite vorhanden. Dies wirft unweigerlich die alte Frage nach der Bathymetrie (Tiefenlage der CCD) der oberjurassischen Radiolarite auf. Die Wassertiefendifferenz zwischen Schwellenzone Rofan und Beckenzone Bächental liegt allerdings sicher nicht im km-Bereich!

An die nur geringmächtigen Radiolariengesteine anschließend ist die Rofanbrekzie mit großen Oberrhätalkblöcken aufgeschlossen (beim Aufstieg zum Haltepunkt haben wir diese schon gequert). Der direkte Kontakt ist überdeckt.

Am Weg zum Haltepunkt 3 finden sich Spaltenbildungen mit Hierlatzkalkfüllung und Ausrichtungen von I40/85 bis I20/75.

3. Stopp: Grubalacke (kleiner See in Karstschwinde).

Kliff am unterjurassischen Meeresboden, Tauglboden-Fm.

Der Lagerplatz mit idealem Rundblick (Mittagspause) befindet sich auf einer bestens erhaltenen, kleinen unterjurassischen Kliffbildung. Die Stufe ist im Gelände gut erkennbar und fällt 335/85. Die geringfügige Abschiebung ist durch flach gelagerte Rotkalke plombiert. Sie ist Teil einer ca. in dieser Richtung streichenden Grabenbruchzone mit einer Breite von etwa 700 m, an deren Südostrand wir uns hier befinden. Gegen N wird die Zone zunehmend eingengt und ist in der Rofan-Nordwand schließlich als tief eingesenkte, zerbrochene Muldenstruktur zwischen Roßköpfen und Seekarlspitze zu sehen.

Am Nordwestabfall der gleich südlich gelegenen Haidachstellwand ist eine Abfolge der Tauglboden-Fm. bestens aufgeschlossen und vom Rastplatz gut einsehbar oder auf Steigspuren leicht erreichbar.

Radiolarienmikrite gehen nach oben in feinschichtige rote Mergelkalke mit dünnen Lithoklastturbiditlagen über. Die klastischen Schüttungen werden zunehmend mächtiger und bilden schlussendlich grobbankige Brekzienlagen mit zwischengelagerten Radiolarienmikriten. Von der Ferne sind die großen Oberrhätalk-Schollen gut erkennbar. Sie sind mehr oder weniger in einem Horizont angeordnet und werden dann wieder von invers gelagerten Rotkalken und mächtigen Oberrhätalken mit Kössener Schuppen überschoben. Im Bereich der aufrecht gelagerten Tauglboden-Fm. ist klar das coarseening upward durch das Näherkommen des schuttliefernden Hinterlandes aufgezeichnet.

4. Stopp: Grubascharte (2.102 m) und unbenanntes Joch, über das der Bettlersteig führt (2.128 m).

Panoramablick auf den Kamm Sagzahn – Vorderes Sonnwendjoch und schräger Einblick in die Rofan-Nordwand mit Rampenüberschiebung

Am Steig östlich der Grubascharte finden sich gefaltete Brekzien, feingeschichtete rote und grüne Mergel und Radiolarienmikrite, die offensichtlich in den W-gerichteten Faltenbau miteinbezogen wurden. Sie sind ein Hinweis für den mehrphasigen, sukzessiven Überschiebungs- und Faltungsvorgang.

Der Ausblick gegen S in Richtung Vorderes Sonnwendjoch gibt eine Vorstellung vom komplexen Bau der liegenden Oberrhätalkfalten und des weniger bis kaum gefalteten Oberbaus der Rofanbrekzienabfolge.

Ein Schrägluftbild (Abb. 12) aus südöstlicher Richtung auf das Vordere Sonnwendjoch vermittelt klar die gegebene Situation.



Abb. 12: Schrägluftbildaufnahme von SE auf den Südabfall des Vorderen Sonnwendjoch (2.224 m). Der liegende Faltenstapel von weißen Oberrhätkalken, Rotkalken, Radiolariengesteinen mit Brekzieneinschaltungen wird durch die W-fallende, nicht gefaltete, grob gebankte Rofanbrekzienabfolge mit Hornsteinplattenkalken primär sedimentär überlagert.

Ein kurzer Abstecher in Richtung Joch, Pkt. 2.128 m und der Anstieg auf einen westlich gelegenen Vorsprung ermöglicht einen eindrucksvollen Einblick in die Schichtabfolge Oberrhätkalk bis Rofanbrekzie (siehe Abb. 2) und in die Nordwand der Rofanspitze mit einer „Bilderbuch“-Rampenüberschiebung.



Abb. 13: Ausblick von der Schulter westlich Joch Pkt. 2.128 m nach E schräg in die Nordwand der Rofanspitze (2.261 m) mit Rampenüberschiebung des Oberrhätkalks auf Rotkalk und Radiolarit. Darüber mächtige Rofanbrekzienabfolge mit großen Oberrhätkalkschollen (der Gipfel selbst besteht aus einer Oberrhätkalkscholle). Links unten Verebnung auf Kössener Schichten, die auf leicht südfallendem, hier kaum verfaltetem Hauptdolomit und Plattenkalk auflagern. Marchspitze (2004 m) links im Hintergrund.

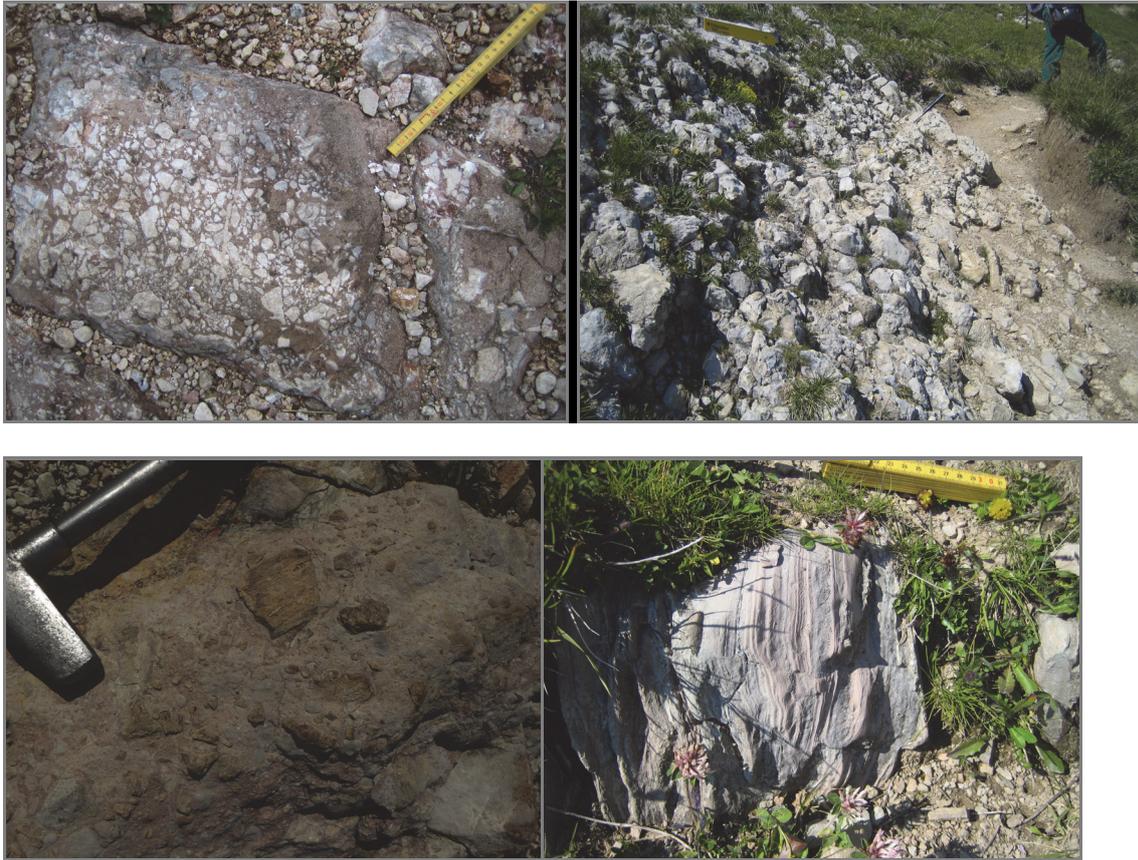


Abb. 14: Verschiedene Typen der Rofanbrekzie.

Oben links: eckige Gesteinsbruchstücke aus Oberrhätkalk sind in roter, litharenitischer Matrix eingebettet.

Oben rechts: komponentengestützte Brekzie aus vorwiegend Oberrhätkalkklasten mit schwacher Kantenrundung (Typ „Stylobrekzie“).

Unten links: matrixgestützte Brekzie mit bunter Zusammensetzung (Chertklasten, rote Jurakalke, gerundete Plattenkalkgerölle, etc.).

Unten rechts: feingeschichteter Wechsel von gradierten Lithoklastlagen (Turbiditen) und zwischengelagerten roten Mergelkalken mit Radiolarien (Tauglboden-Fm.).

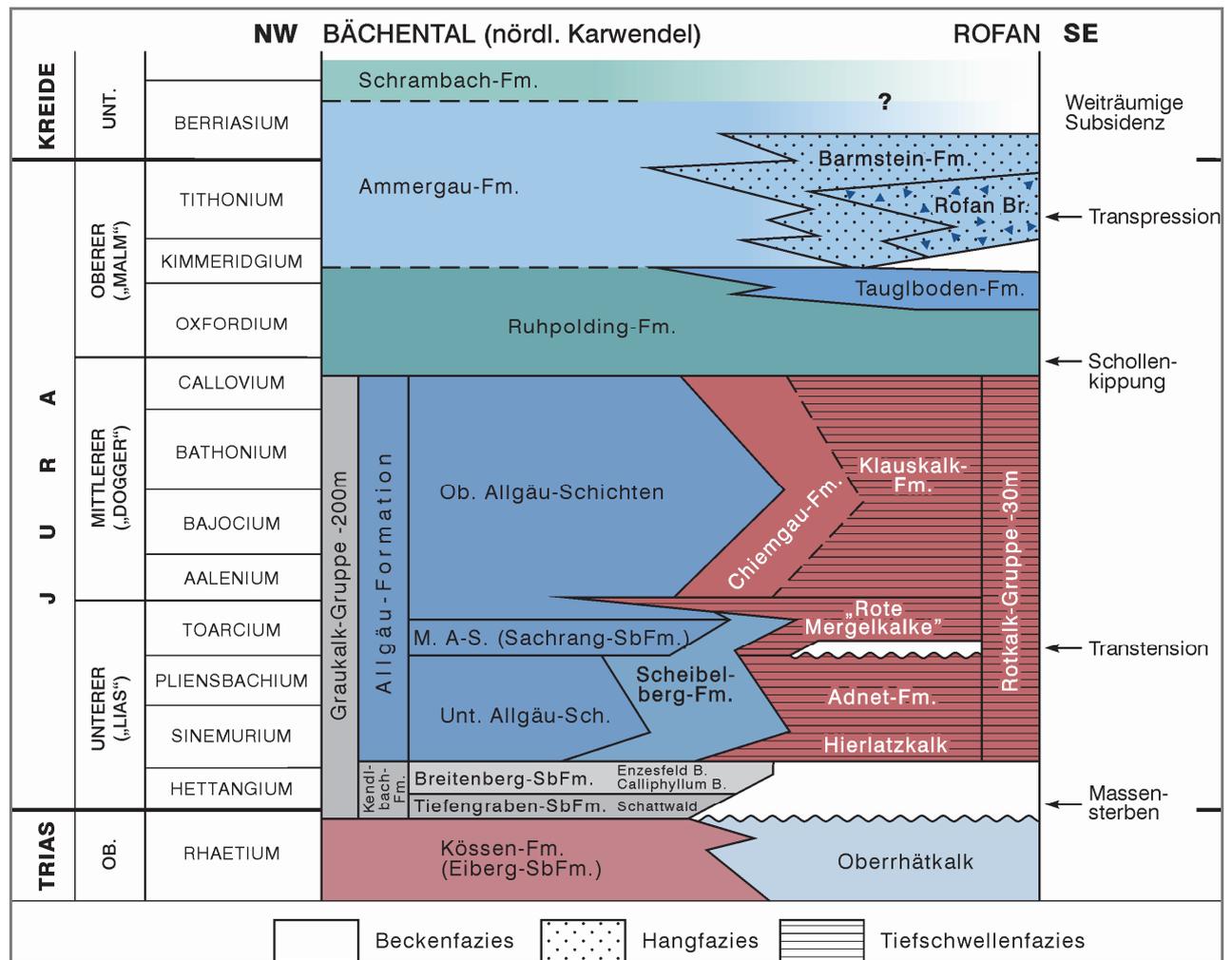


Abb. 15: Stratigraphisches Schema der Kalkalpinen Jura-Schichtfolge im Achenseegebiet (Rofan, Achental, Bächental), zusammengestellt nach BRANDNER & SAUSGRUBER (2001), CHANNELL et al. (1992), Gawlick et al. (dieser Band), GOLEBIEWSKI (1991), SCHÜTZ (1979), v. HILLEBRANDT & KMENT (2009) und WENDT (1969).

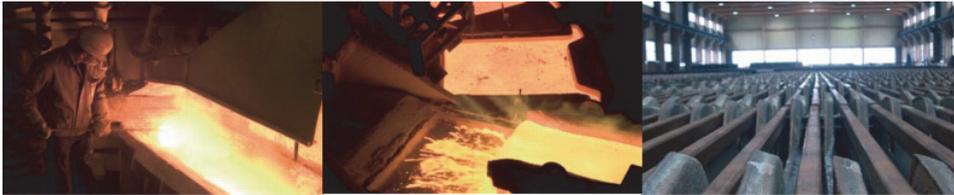
Literatur

- AMPFERER, O. (1908): Studien über die Tektonik des Sonwendgebirges. – Jb. Geol. Reichsanstalt, 58, 281–304, Wien.
- AMPFERER, O. (1941): Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonwend-Gebirge. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 150, 181–199, Wien.
- BRANDNER, R. & SAUSGRUBER, J.T. (2001): Field Trip E 2: The southern margin of the Northern Calcareous Alps along the TRANSALP-traverse (Rofan Mountains). – In: ORTNER, H. (Hrsg.): Field trip guide book, 5th Workshop of Alpine Geological Studies, 21–38, Innsbruck.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, 4, 792–810.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, northeastern Calcareous Alps, Austria. – Ecl. geol. Helv., 89, 553–551.

- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, I. (2007): Das Ober-Jura Seichtwasser-Karbonat Vorkommen der Drei Brüder am Wolfgangsee (Österreich): das westlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform südlich der Brunnwinkl-Schwelle am Nordrand des Tauglboden-Beckens. – *Journal of Alpine Geology*, 48, 83–100, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, I., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSZYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *Journal of Alpine Geology*, 50, 1–152, Wien.
- HILLEBRANDT, A.V. & KRYSZYN, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites from Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – *N. Jb. Geol. Paläont.*, 253/2-3: 163–195, Stuttgart.
- KRYSZYN, L., BÖHM, F., KÜRSCHNER, W. & DELECAT, S. (2005): The Triassic-Jurassic boundary in the Northern Calcareous Alps. – *Field guide (A1-A39)*, 5th Field Workshop IGCP 458 project, 5–10 Sept. 2005, Tata-Puch.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Jurassic mountainbuilding and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, 57, 137–186 (Springer).
- ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences for synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94, 63–77, Wien.
- SANDER, B. (1941): Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendgebirges. – *Ber. d. Reichsstelle f. Bodenforschung*, Jg. 1941, 81–89, Wien.
- SAUSGRUBER, J.T. (1994): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – Unpubl. Diplomarbeit, 133 p., Univ. Innsbruck.
- SCHOENE, B., GUEX, J., BARTOLINI, A., SCHALTEGGER, U. & BLACKBURN, T. (2010): Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level. – *Geology*, 38, 5, 387–390.
- SCHÜTZ, K.-I. (1979): Die Aptychenschichten der Thiersee- und der Karwendelmulde. – *Geotekton. Forsch.*, 57, 1–84, Stuttgart.
- ULRICH, M. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – *Geol. Bavarica*, 41, 99–151, München.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Boch. Geol. u. Geotechn. Arb.*, 27, 239 p., Bochum.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, 1. Teil. Ein Typus Alpen Gebirgsbaues. – 356 S., Leipzig – Wien (Deuticke).
- WÄHNER, F. & SPENGLER, E. (1935): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, 2. Teil. – 200 S., Leipzig – Wien (Deuticke).
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 132, 2, 219–238, Stuttgart.
- WEYNSCHENK, R. (1949): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – *Schlern-Schriften*, 59, 1–66, Innsbruck.

1000%

RECYCLING



99,999%

REINER KUPFERGEHALT



Die Montanwerke Brixlegg AG verarbeitet jährlich mehr als 130.000 Tonnen kupferhaltiges Sekundärmaterial. Das daraus gewonnene hochreine Kupfer hat einen Kupfergehalt von mind. 99,999 %. Diese exzellente Qualität und die verschiedensten Anwendungsbereiche unserer Produkte haben unser Markenzeichen „BRX“ weltweit bekannt gemacht.

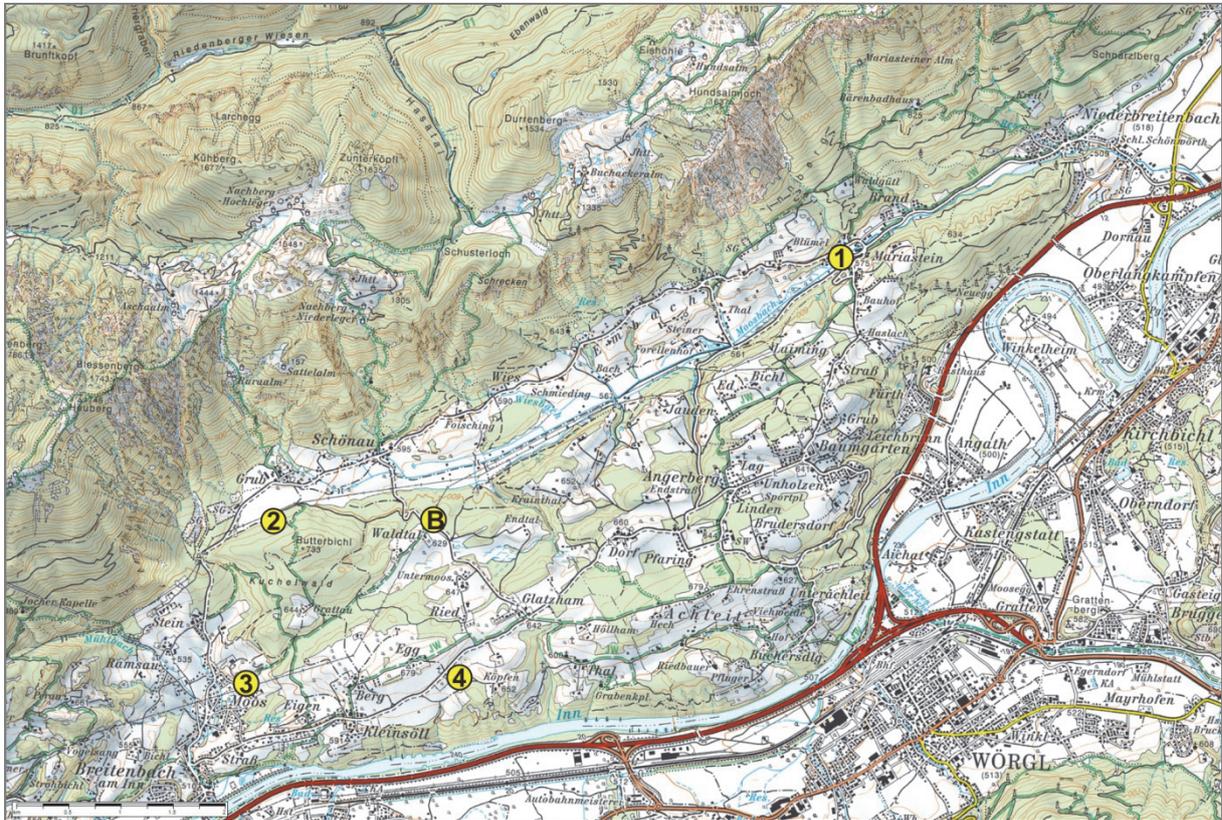
Mehr Informationen über Recycling und unsere Produktion erfahren Sie unter www.montanwerke-brixlegg.com

a company of **ATEC** INDUSTRIES AG

MONTANWERKE 
BRIXLEGG

Exkursion E2b/I – Die prähochglazialen Felsgleitungen von Mariastein und vom Butterbichl am Unterangerberg Mittwoch 21. 09. 2011

J.M. REITNER, A. GRUBER und T. STRAUHAL
Führung: J.M. REITNER



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.
B = Lage der Bohrung P-KB 01/06 (B) am Unterangerberg.

1. Stopp: Unterhalb der Kirche von Mariastein

Hier wird eine Einführung in die Geologie und Morphologie der großen Felsgleitung von Mariastein gegeben.

Weiterfahrt über Embach, Schönau nach Grub bis zur großen Schottergrube

2. Stopp: Kurze Wanderung auf Waldwegen zum Nordabfall des Butterbichl („Butterbichlweg“)

Nach einer Einführung in die große Felsgleitung vom Butterbichl werden Aufschlüsse in der Gleitmasse mit verschiedenen Zerlegungsgraden diskutiert. In der weiteren Folge ist hier sehr schön die Überlagerung der Gleitmasse durch hochglaziale Grundmoräne zu erkennen.

Weiterfahrt nach Breitenbach/Moos, Aufstieg zur Schottergrube von Moos

3. Stopp: Schottergrube von Moos

Das ist der beste Aufschluss, um den Zerlegungsgrad der Gleitmasse und der Scherflächen zu studieren und die Mechanik der Massenbewegung zu besprechen. Hier werden auch die Eckdaten der Bohrung Butterbichl (P-KB 01/06; bei Waldthal Lokalität B) erläutert, die für das Verständnis der Felsgleitung von entscheidender Bedeutung sind.

Weiterfahrt nach Breitenbach – Abzweigung Richtung Angerberg – weiterfahrt über Kleinsöll bis südlich Egg.

4. Stopp: Drumlin von Egg

Mit Blick nach Nordwesten auf den größten Drumlin des Unterangerberges, jenen von Egg; auf dem großen Drumlin von Egg/Berg wird eine Erläuterung der glazialen Überformung und der lokalen Landschaftsentwicklung gegeben.

Einleitung

Ziel der Exkursion ist es, den Aufbau, Versagensmechanismus und die zeitliche Stellung von zwei großen pleistozänen karbonatischen Felsgleitmassen – jener von Mariastein und jener vom Butterbichl – darzulegen und sie im Kontext mit den vergangenen und heutigen tektonischen Vorstellungen zu diskutieren. Beide Beispiele zeigen weiters die möglichen Synergien von geologischer Kartierung unter besonderer Berücksichtigung von Struktur- und Quartärgeologie und der Auswertung geotechnischer Untersuchungen auf.

Im Zuge der Trassenfindung für die Zulaufstrecke des Brenner-Basistunnels im Unterinntal rückte das Gebiet des Angerberges in den Fokus des angewandt-geologischen Interesses. So wurden von der Brenner Eisenbahn Gesellschaft (BEG) detaillierte Geländeaufnahmen, geophysikalische Untergrunderkundungen und Bohrungen durchgeführt (SPITZER, 2005, 2006; KÖHLER, 2007; KÖHLER & POSCHER, 2007; POSCHER et al., 2008). Unabhängig davon wurde von der Geologischen Bundesanstalt im Zuge der Landesaufnahme für Blatt UTM 3213 Kufstein schwerpunktmäßig entlang des Pendlingzuges und am Unterangerberg kartiert. Weiters fanden für den Bereich des Butterbichls Gelände- und Laboruntersuchungen im Rahmen eines alpS-Forschungsprojekts statt (STRAUHAL, 2009). Im Fall der Butterbichl-Gleitmasse stützt sich diese Kurzzusammenfassung auf die Arbeit von GRUBER et al. (2009), in die sowohl Bohrerergebnisse als auch Geländedaten eingeflossen sind. Für Mariastein liegt vorerst nur ein Kartierungsbericht vor (GRUBER, 2009). Eine detaillierte Analyse unter Berücksichtigung der Bohrerergebnisse ist in Vorbereitung (Gruber & Reitner). Weiters ist gegenwärtig eine quartärgeologische Dissertation von R. Starnberger (Universität Innsbruck) in Ausarbeitung, die sich mit der Datierung (Radiokarbon und Lumineszenz) von Sedimenten im Kontakt zu den beiden Massenbewegungen beschäftigt.

Geomorphologischer und geologischer Rahmen

Beide Gleitmassen liegen am Unterangerberg, einer 600 m hohen Mittelgebirgsterrasse, die sich deutlich über die Talflur des Inntales (ca. 510 m ü. NN) erhebt. Die Nordbegrenzung des Unterangerberges ist mit dem Südabfall der Nördlichen Kalkalpen gegeben, der sich hier vom Heuberg/Kienberg (1746 m bzw. 1786 m) im Westen bis zum Pendling (1563 m) im Osten erstreckt. Da am Südabhang dieses Höhenzuges auch die Abrissnischen der beiden Gleitmassen liegen und auch die bisherigen Interpretationen eng mit den tektonischen verknüpft waren, wird hier ein kurzer Überblick zum geologischen Rahmen gegeben. Das hier vorliegende Tirolikum der Inntal-Decke weist einen komplexen Faltenbau auf, der großteils durch E-W-streichende Synklinalen und Antiklinalen bestimmt wird. Das Abbruchgebiet der Butterbichl-Gleitmasse und der Mariastein-Gleitmasse liegt am Südschenkel der hier ausgebildeten Guffert-Pendling-Antiklinale: Sie wird aus Wettersteinkalk, Nordalpinen Raibler Schichten, Hauptdolomit und Resten von Gosasedimenten aufgebaut. Am Südrand grenzt diese Faltenstruktur entlang der breiten, NE-SW-streichenden, sinistralen Inntal-Scherzone, hier auch als Em-

bach-Störung bezeichnet (EISBACHER & BRANDNER, 1996), an Gesteine des Unterinntal-Tertiärs (überwiegend Sandstein, Siltstein und Tonstein; ORTNER, 1996, 2003a; ORTNER et al., 2006; THÖNY, 2003; s. Abb. 2).

Das Inntal ist im Raum Kundl-Kufstein ein typisch glazial überformtes, inneralpines Tal, welches während des Würm-Hochglazials bis auf ca. 1900–1800 m Höhe mit Eis erfüllt war (vgl. v. KLEBELSBERG, 1935). Daraus resultierte zum einen eine glaziale Übertiefung im heutigen Inntal, die basierend auf der Bohrung Kramsach (Felssohle d. h. Top Unterinntal-Tertiär in 374 m u. GOK; s. ORTNER et al., 2006, PREUSSER et al., 2010) nicht mehr als 300–400 m beträgt. Zum anderen erhielt der Unterangerberg seine glaziale Prägung mit typischen Drumlins (elongierte Grundmoränenrücken mit teils komplexem Aufbau).

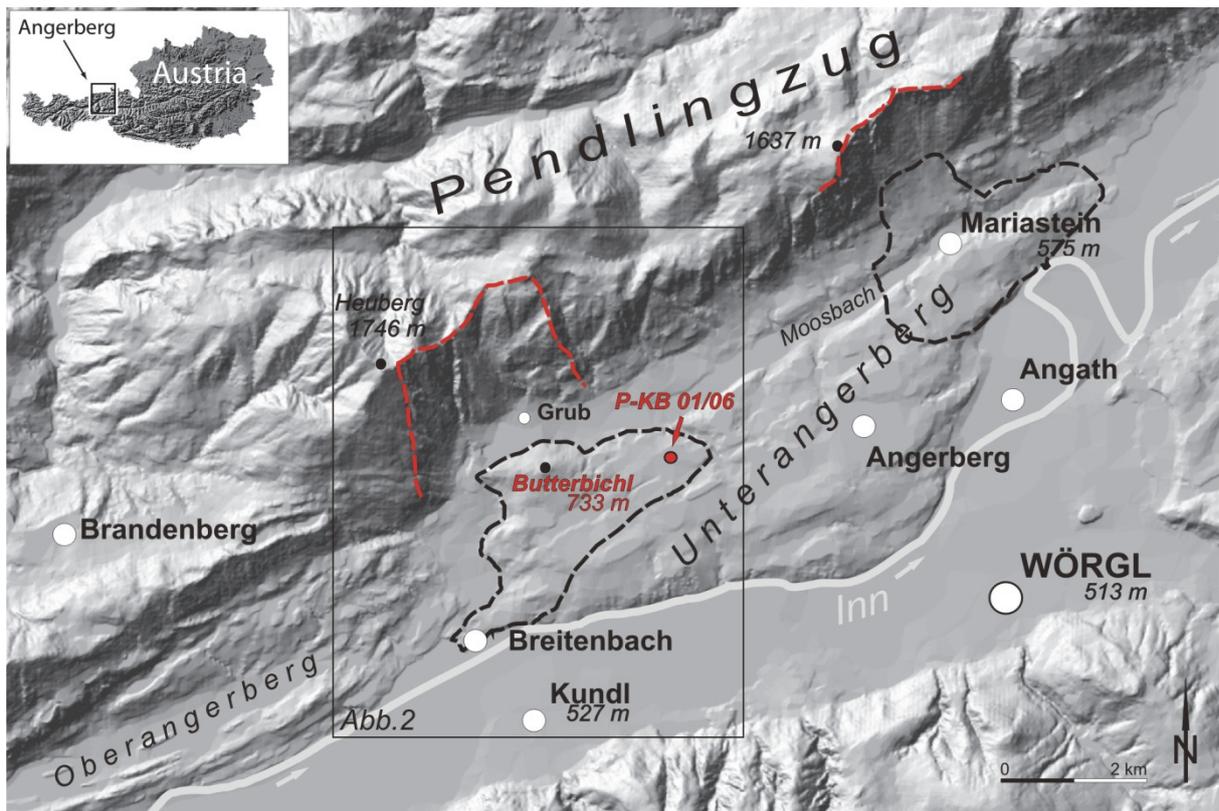
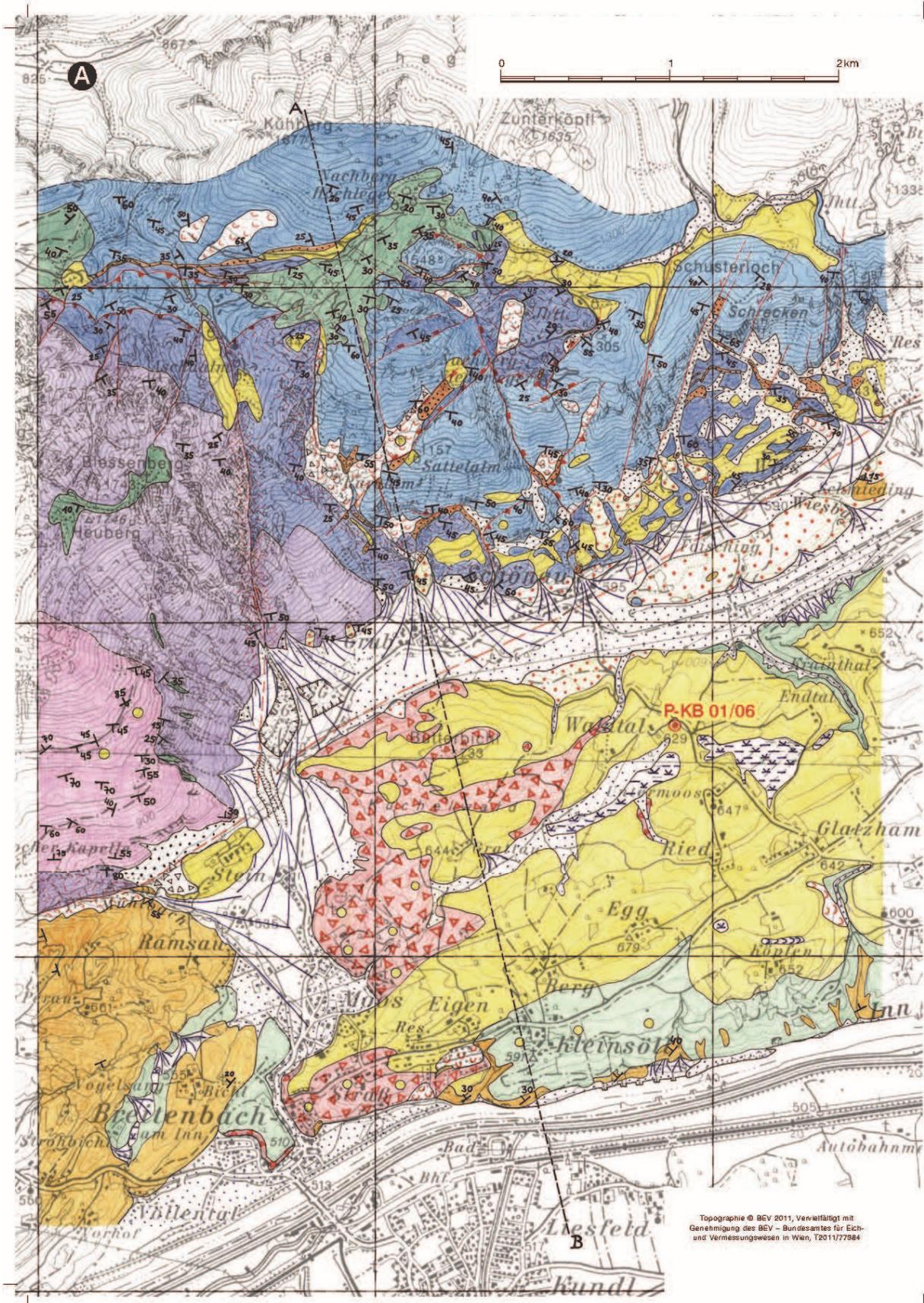


Abb. 1: Lage der Felsgleitungen des Butterbichl und von Mariastein am Unterangerberg im Unterinntal (Tirol) mit den Ausmaßen der Abrissnische und des Ablagerungsgebietes der Butterbichl- und der Mariastein-Massenbewegung sowie der Position der Kernbohrung P-KB 01/06. Der angezeigte Rahmen bezeichnet den Ausschnitt der geologischen Karte (siehe Abb. 2).

2A + 2B) pdf druckfert Brumon/Brandner Gruber/E2 Jürgen-Fred volle ganze Seite

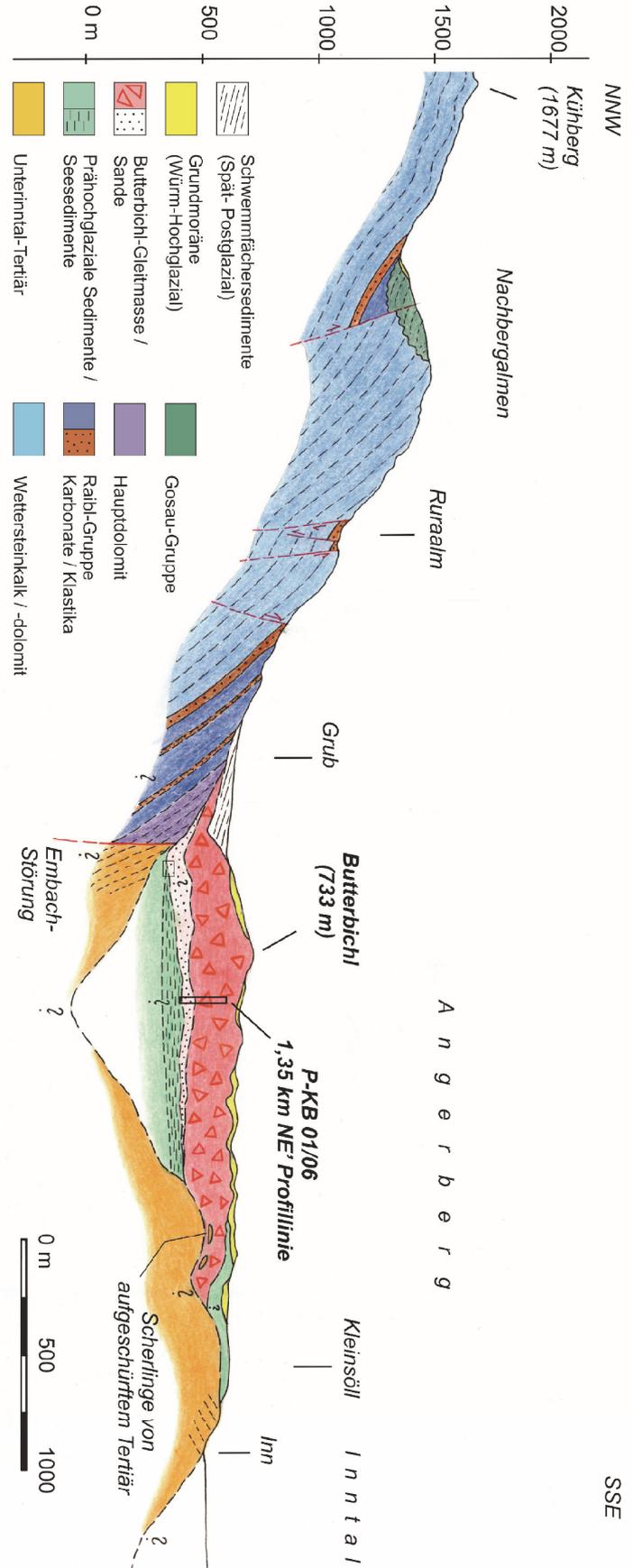


Kartenlegende

-  Hangschutt, Sturzschutt: grobblockig
-  Vernässungen, Moor- Torfablagerungen
-  Sinterbildungen
-  Rutschmasse, Erdstrom
-  Jüngste Talalluvionen, Wildbach- und Schwemmfächersedimente (-kegel)
-  Staukörper am Eisrand (Schotter, Kiese, Sande, Schluffe)(Spätglazial)
-  Grundmoräne des Inn- und Würm-Hochglazial / LGM
-  Prä-Hochglaziale Sedimente undiff. (Schotter, Kiese, Sande, Schluffe) (LGM und älter)
-  Ablagerungen der Massenbewegung Butterbichl (Prä-LGM)
-  Unterinntal-Tertiär (Unter-/Oberangerberg-Fm) (Oligozän)
-  Gosau-Gruppe undiff. (Oberkreide-Paläogen)
-  Plattenkalk (Nor, Rhät)
-  Hauptdolomit (Nor)
-  Raibl-Gruppe (Karbonate/Klastika) (Karn)
-  Wettersteinkalk / -dolomit (Ladin-Unterkarn)
-  Kataklasezonen
-  Störungen undiff. (Sicher / vermutet)
-  Auf- / Überschiebung
-  Abschiebung
-  Seitenverschiebung (sinistral / dextral)
-  Bohrung P-KB 01/06
-  Profilinie A-B

Fig. A: Vereinfachte geologische Karte der Butterbichl-Massenbewegung und ihrer näheren Umgebung, zusammengestellt aus aktuellen unveröffentlichten Kartierungen von A. Gruber, J. Reitner, C. Prager, T. Strauhal und R. Brandner unter Berücksichtigung der Arbeiten von AMPFERER (1921), SCHULZ (1993), ORTNER et al. (1997), SANDERS (1998), SPITZER (2005), KREUSS (2006, 2007).

Fig. B: NNW-SSE-verlaufender geologischer Profilschnitt durch das Abbruch- und Ablagerungsgebiet der Felsgleitung Butterbichl (Profilverlauf siehe auch geologische Karte Fig. A). Die Bohrung P-KB 01/06 wurde von Osten in das Profil hineinprojiziert.



aus: Gruber et al. 2009, Swiss Bull. angew. Geol., Vol. 14/1+2, S. 103-134

Bisherige Ansichten zur geologischen Stellung der beiden Dolomitschollen (Butterbichl und Mariastein)

AMPFERER (1921, 1922) deutete im Zuge seiner umfangreichen Kartierungen für die Geologische Landesaufnahme (Karte des Unterinntales 1:40.000 und die Blätter Rattenberg und Kufstein 1:75.000) die isolierten triassischen Dolomitkörper innerhalb der Angerbergterrasse – den Butterbichl, die Schollen von Mariastein, Angath – als Erosionsreste der Kaisergebirgs-Decke, die er vom Kaisergebirge östlich des Inn nach Westen mit der Inntal-Decke im Karwendelgebirge verband (Lage s. Abb. 2). Ampferer erkannte im Gelände zwar die flache Lagerung des Butterbichl-Dolomitkataklastits auf quartären Mehlsanden und tertiären Festgesteinen, sprach sich dennoch gegen die Deutung als Bergsturzmasse aus, die von PENCK & BRÜCKNER (1909) für den Dolomitkörper bei Mariastein am Ostende des Unterangerberges (s. Abb. 1) diskutiert wurde. HEISSEL (1951, 1955) beschrieb aus der Gegend von Breitenbach dolomitisches Bergsturzmaterial, auf quartären Sedimenten (Sanden, Schottern, Moränen) liegend und von Würm-Grundmoränen und Terrassenschottern überlagert, das er stratigraphisch in das Riß-Würm-Interglazial einstuft. Demgegenüber betrachtete er die weiter nördlich liegende Dolomitmasse des Kuchelwaldes (Butterbichl) als Teil eines tief reichenden Kataklastitkörpers, der über den gesamten Unterangerberg verbreitet war. ORTNER (1996, 2003a) und ORTNER & STINGL (2001) betrachteten die Dolomitmassen am Angerberg als einen großen Scherkörper entlang der Inntal-Scherzone. Die tektonische Platznahme führte er auf eine NNW-SSE-gerichtete Kompression zurück, die in der Schließung eines Pull-apart-Beckens mündete, in welchem vorher die Sedimentation des Unterinntal-Tertiärs erfolgte. SPITZER (2005) teilte weitgehend diese tektonische Interpretation, nahm allerdings im Gegensatz zu Heissel und Ortner mehrere, durch die Inntal-Scherzone entkoppelte Scherkörper an.

Butterbichl-Gleitmasse

Die Analyse dieser Massenbewegung stützt sich einerseits auf die geologische Kartierung und andererseits auf eine Reihe von Bohrungen der BEG, wobei die im Ablagerungsgebiet abgeteufte Rotationskernbohrung P-KB 01/06 die maßgebliche ist.

Abbruchgebiet

Geometrie

Das Abbruchgebiet der Butterbichl-Massenbewegung ist in den mehr als 1000 m hohen Hangflanken östlich des Heuberges (1746 m) als Hohlform erkennbar (s. Abb. 1, 3a, 4). Eine schroffe, Nord-Südverlaufende Geländestufe wird als Abrisskante bzw. Westbegrenzung der Massenbewegung angesehen, deren Anlage durch eine N-S-streichende, steil E-fallende Störungsfläche vorgegeben ist. Der zentrale Abrissbereich ist nördlich von Grub durch SSE-geneigte mittelsteile, schichtparallele Hänge gekennzeichnet, welche in etwa der basalen Abriss- bzw. Gleitfläche entsprechen. Diese Hänge sind weiters in schmale, trogartige Eintiefungen untergliedert, deren Anlage tektonisch vorgezeichnet ist, wie z. B. die grabenartige Einsenkung der Raibler Schichten (s. Abb. 2a, 2b). Der Nord- und Ostrand des Abbruchgebietes (Grat zwischen Blossenbergr und Aschaalm/Nachbergalmen) zeigt auffallend abgerundete Landschaftsformen, die typischerweise auf glaziale Erosion während des letzten Eishochstandes (Würm-Hochglazial; Höhe der Eisoberfläche ~1900 m ü. NN) zurückzuführen sind. Damit steht auch das gelegentliche Vorkommen von typischer Kristallin führender Inngletscher-Grundmoräne in der Abbruchnische in Einklang.

Entsprechend dieser Rekonstruktion weist die Ausbruchsnische der Massenbewegung „Butterbichl“ eine geschätzte Breite von ca. 2500 m, eine Tiefe von ca. 2000 m und Höhenunterschiede von mindestens ca. 1000 m auf (vgl. Abb. 1, 3b).

Unter der Annahme, dass sich die Abbruchnische geometrisch als ein Halbellipsoid beschreiben lässt, ergibt sich nach der unten angegebenen Formel (CRUDEN & VARNES, 1996) bzw. mit den nachfolgend angegebenen Werten der Halbachsen (Breite, Tiefe, Höhe) für das Volumen dieser Hohlform folgender Schätzwert:

$$V_{\text{Nische}} = \frac{1}{6} \times \pi \times \frac{2500}{2} \times \frac{2000}{2} \times \frac{1000}{2} = \text{ca. } 327 \text{ Mill. m}^3$$

Wird diese Hohlform durch ein annähernd hangparallel orientiertes Halbellipsoid beschrieben, reduzieren sich Tiefe und Höhe (i. e. Mächtigkeit der Gleitscholle) bzw. Volumen wie folgt:

$$V_{\text{Nische}} = \frac{1}{6} \pi \times (2500/2) \times (1125) \times (400) \text{ m} = \text{ca. } 295 \text{ Mill. m}^3$$

Jedenfalls beträgt das Gesamtvolumen der Bergsturzmasse mindestens 300 Mio. m³, bei Berücksichtigung der in Abb. 1 und Abb. 3a dargestellten vermuteten Verbreitung der Ablagerungen entsprechend mehr.

Lithologie des Abbruchgebietes

Folgende lithologische Einheiten sind im Abrissgebiet erfassbar (Details s. GRUBER et al., 2009):

a) Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin bis Unterkarn)

Es handelt sich um dm- bis m-gebankte Wechselfolgen von weißen bis beigen Kalken und Millimeter-rhythmite mit stromatolithischen Gefügen sowie Loferiten. Im Abbruchgebiet ist die Wetterstein-Fm. auch in mittel- bis grobspätiger, dolomitischer Ausbildung vertreten. Die Dolomitisation ist stratiform gebunden und tritt im Wechsel mit Kalken auf. Teilweise scheint sie sich auch an Störungsbereiche zu halten. Entsprechend dem spröderen rheologischen Verhalten sind die dolomitischen Areale häufiger von Kataklysezonen durchsetzt.

Die Mächtigkeit der Wetterstein-Fm. beträgt im Pendlinggebiet mindestens 800–1000 m (THÖNY, 2003), bzw. beidseits der Brandenberger Ache ca. 1300 m (TÖCHTERLE, 2005).

b) „Raibl-Gruppe“ (Karn)

Sie setzen meist mit einem mehrere Meter mächtigen Tonschiefer-Horizont ein. Darauf folgen dünnbankige, dunkelgrau-braune Dolomite und Rauwacken, Onkolithe, dickerbankige grau-bräunliche dolomitische Kalke, die sich im Wechsel mit feinklastischen Lagen (Tonschiefer und Sandsteine) noch zweimal wiederholen. Den Abschluss der Schichtfolge bilden zumeist dickbankige, strukturlose Dolomite, Brekzien und Rauwacken. Verkieselungen sind in Bereichen mit wechselnd dünnbankigen, dunklen Dolomiten (Algenlaminite) und dünnen Tonschieferzwischenlagen, v. a. an der Basis der Schichtfolge, aber auch am Übergang zum Hauptdolomit zu finden (DONOFRIO et al., 2003). Die Raibler Schichten sind im Untersuchungsgebiet generell stark tektonisch deformiert worden, Kataklysite im Sinne von zementverheilten tektonischen Brekzien, Kakirite und feinkörniges Gesteinszerreiben in Störungszonen (fault gouges) sind häufig anzutreffen (Abb. 3). Die Gesamtmächtigkeit kann in wenig gestörten Abschnitten bis 200 m betragen.



Abb. 3: Intensiv spröd deformierte, dünnbankige, laminierte Raibler Dolomite mit N-S-Störungen, an denen sich Felspakete ablösen; Lokalität Abrissgebiet südlich Pkt. 1444 m.

c) Hauptdolomit (Nor)

Helle bis dunkelgrau-bräunliche, dm-gebankte, strukturlose Dolosparite, aber auch laminierte und stromatolithische, bituminöse Dolomite sind die Hauptgesteinstypen. Die primäre Mächtigkeit des Hauptdolomits kann 2000 m übersteigen (DONOFRIO et al., 2003), beträgt im vorliegenden Gebiet jedoch nur einige 100 m, wobei die Basis des Hauptdolomits aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit zu den Raibler Dolomiten bisher nicht eindeutig festgelegt werden konnte. In charakteristischer Weise zeigt der Hauptdolomit ein sprödes Materialverhalten gegenüber tektonischer Beanspruchung. Tektonische Brekzien, Kataklastite und Kakirite treten daher häufig auf.

d) Gosau-Gruppe (Oberkreide bis Paläogen)

Die synorogenen Gosausedimente (WAGREICH & FAUPL, 1994) liegen diskordant auf eoalpin gefaltetem triassischem Untergrund. Am Nordrand des Abbruchgebietes der Butterbichl-Gleitmasse (Nachbergalm) gibt es ein größeres Vorkommen (AMPFERER, 1921) der sogenannten Unteren Gosau-Subgruppe, das aus roten Brekzien und Konglomeraten, Kohlen, Sandsteinen, Mergeln und Kalken besteht (AMPFERER, 1921; AMPFERER & OHNESORGE, 1909; SANDERS, 1998; Abb. 2a), dessen Auftreten an ehemalige Dehnungsgräben im Scharnier der Pendling-Antiklinale gebunden ist (Abb. 2B).

e) Unterinntal-Tertiär (Unter- und Oberangerberg-Formation, Paläogen)

Orographisch links des Moosbachs erstreckt sich zwischen Mariastein (575 m) und Wiesbach (ca. 600 m) ein schmaler Zug von Unterinntal-Tertiär, der nach Westen von quartären Lockersedimenten (Eisrandsedimente, Schwemmfächer) verdeckt ist (s. Abb. 2a). Es handelt sich um eine marine, teils turbiditische Folge von Mergeln, Kalksandsteinen, Sandsteinen und Feinkonglomeraten (ORTNER & STINGL, 2001), die möglicherweise noch den Fuß des Abrissgebietes tangieren. Die Oberangerberg-Fm. wird auf der Linie Grub – Breitenbach von der marinen bis fluviatilen, vorwiegend aus Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen zusammengesetzten Oberangerberg-Fm. überlagert.

Struktureller Bau

Das Gebiet wird von einer großen ENE-WSW-streichenden, antiklinalen Faltenstruktur, der sogenannten Pendling-Antiklinale, dominiert. Im Südschenkel der Antiklinale fallen die Schichtflächen durchschnittlich mit 30–50° gegen Süden ein, wodurch hiermit ein struktureller Hang vorliegt. N-S- und NE-SW- bis ENE-WNW-streichende Störungen zerhacken den Südschenkel (Abb. 2a, 2b). Die Störungssysteme waren mehrfach aktiv, u. a. als Abschiebungen, wobei als Hauptabscherhorizonte die inkompetenten Raibler Schichten dienten. Sie führten z. B. zur Bildung von schmalen Horst-Grabenstrukturen mit Einsenkung der Raibler Schichten und der Gosau (z. B. im Bereich Ruraalm). Im Tertiär wurde durch N-S-Einengung ein Teil der genannten Störungen als Überschiebungen genutzt, indem die alten Grabenbrüche aufschiebend invertiert bzw. durch neue Aufschiebungen plombiert wurden (vgl. SCHULZ, 1993). Im Zuge der Bildung großer E-W-Faltenstrukturen wurden diese Grabenbrüche mitverfaltet. Die weit verbreiteten dolomitischen Gesteine des Inntal-Nordrandes (Raibler Dolomite, Hauptdolomit, z. T. Wettersteindolomite) erfuhren dabei eine starke kataklastische Deformation (vgl. Abb. 3). Die NE-SW-streichenden Störungen waren im Zuge der miozänen Extrusion der Ostalpen (RATSCHBACHER et al., 1991) als konjugierte Störungen zur sinistralen, ENE-WSW-verlaufenden Inntal-Scherzone aktiv.

Ablagerungsbereich

Festgesteine sind am Angerberg nur im Bereich des orographisch linken Innufers und links des Moosbaches aufgeschlossen (Sand-, Siltsteine und Mergel der Unterangerberg-Fm). Das flächenmäßig dominante Lockergestein ist eine Decke aus Grundmoräne mit stark schwankender Mächtigkeit (wenige bis 10er-Meter), die morphologisch als längliche Rücken (Drumlins) ausgebildet ist. Geländeaufschlüsse zeigen im Umkreis des Dolomitvorkommens des Butterbichls (v. a. bei Endtal, s. Abb. 2a, 6) eine monomikte Grundmoränenfazies mit rein karbonatischem, dominant aus subangularen hellen Dolomiten bestehendem Geschiebespektrum. Weiter gegen Osten ist in der Grundmoräne eine Zunahme an Kristallingeschieben (Gneis, Amphibolit) ersichtlich, bis schließlich eine typische polymikte Inn-gletscher-Grundmoräne vorliegt.



Abb. 4: Blick vom Heuberg nach Südosten auf den Unterangerberg mit den Ablagerungen der Butterbichl-Felsgleitung (bewaldetes Areal) und der Lage der Bohrung P-KB 01/06; deutlich erkennbar ist die glaziale Überprägung in Form von inntalparallelen Drumlins.

Im Großteil des Unterangerberges besteht in den Aufschlüssen und Bohrungen das stratigraphisch Liegende der Grundmoräne aus mächtigen, glaziolakustrinen Feinsedimenten, z. T. mit Dropstones und Sanden an der Basis, welche von glaziofluvialen, polymikten sandig-steinigen Kiesen überlagert werden. Aus diesen Daten, v. a. aus den Bohrungen (insbesondere P-KB 01/06), lässt sich ein verfallener glazialer Trog parallel zum heutigen Inntal rekonstruieren, der mindestens 80 m tiefer als das heutige Inniveau ist (Abb. 2B). Der Trog ist das Resultat der glazialen Übertiefung während einer älteren Großvergletscherung (vermutlich Riß). Ein schmaler Rücken aus Unterangerberg-Fm. trennt ihn vom Inntal. Im topographisch höchsten Bereich des Angerberges, dem Butterbichl, ist unter einer lückenhaften Grundmoränenaufgabe ein zertrümmerter Dolomitkörper erkennbar. Dessen Internbau ist am Nord- und besonders am Südwestrand in Großaufschlüssen ersichtlich. Darin sind fließende Übergänge von noch zusammenhängenden, flach lagernden, stark zerrütteten Felsverbänden aus hellen und dunklen, laminierten und stromatolitischen, z. T. verkieselten (Steinbruch nordwestlich von Berg) Dolomiten – vermutlich Raibler Dolomite – zu Lockersedimenten mit petrographisch gleichartiger Zusammensetzung zu beobachten. Dieser Übergang erfolgt teils innerhalb von Dezimetern bis Metern. Es treten folgende Abstufungen zunehmender Gesteinsdesintegration auf:

- Intensiv geklüftete und spröde deformierte Körper im dm-m-Bereich, die durch Scherzonen oder vorgegebene Anisotropien wie Störungsflächen bzw. feinklastische (Tonschiefer-)Zwischenlagen getrennt sind (Abb. 7a). In den Grundzügen zeigen Kluft- und Störungsflächen das im Abrissgebiet vorhandene tektonische Muster noch an. Am West- und Südwestrand finden sich in diskreten Scherzonen ziegelrote Sand- und Siltsteine, die den Gosausedimenten am West- und Nordrand des Abrissgebietes zuordenbar sind.
- Lockergesteinskörper mit angularen Klasten, korrespondierenden Kontaktflächen, korngestütztem angularem bis subangularem Schutt mit sandigem bis schluffigem Matrixanteil (Abb. 5a, c)
- Matrixgestützte Diamikte mit angularen bis subangularen Klasten (Abb. 5a)
- Scherzonen und Schlierenstrukturen (Abb. 5c) finden sich generell in allen Zerrüttungsstadien. Je stärker zertrümmert und je matrixreicher, umso leichter grabbar ist das Material.

Die Butterbichl-Gleitmasse zeigt an ihrem Südrand bei Breitenbach basale Kontakte zu den Unterangerberger Schichten, die teilweise als Scherlinge in die Masse inkorporiert sind (Abb. 2b).

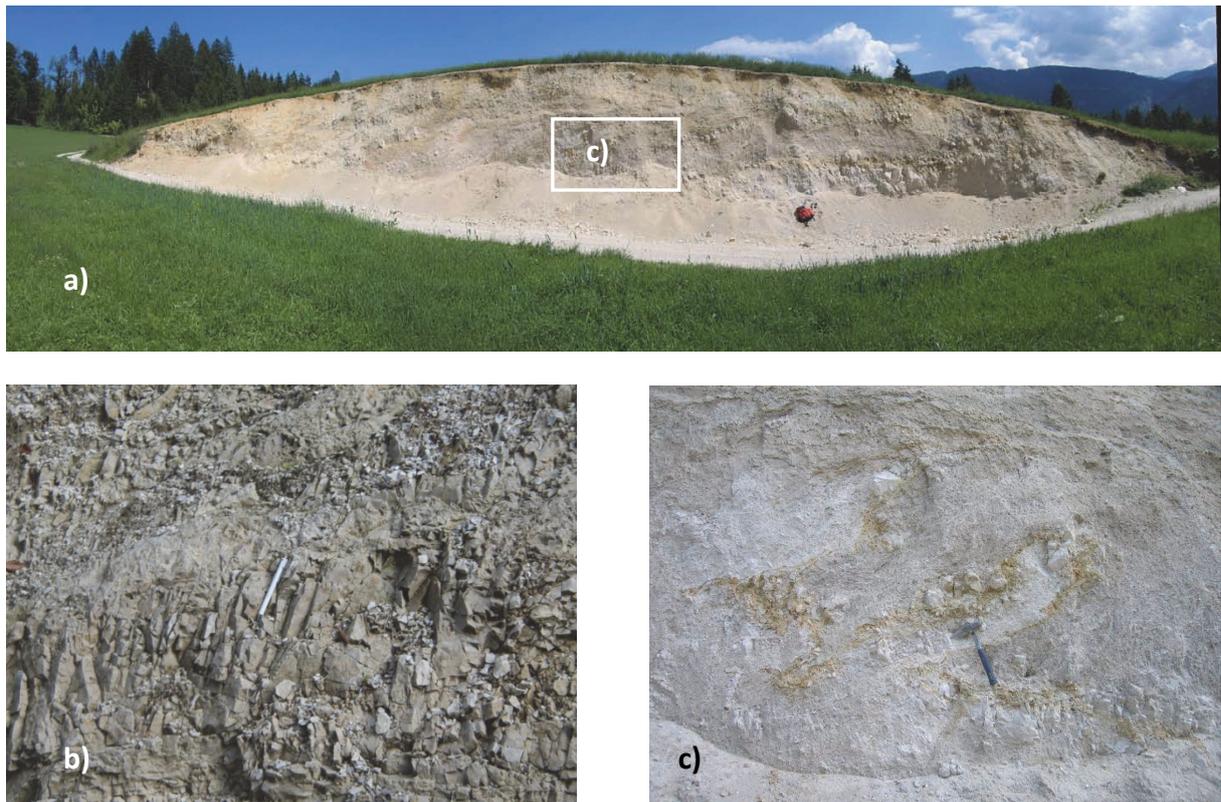


Abb. 5: Ablagerungen der Butterbichl-Felsgleitung im Aufschluss:

- Lockergesteinskörper mit angularen Klasten, korrespondierenden Kontaktflächen, korngestütztem angularem bis subangularem Schutt mit sandigem bis schluffigem Matrixanteil im Wechsel mit matrixgestützten Diamikten mit angularen bis subangularen Klasten aus Raibler Dolomit; Schottergrube nordöstlich Moos (Stopp 3); man beachte die glaziale Überformung des Aufschlusses.
- Dekametergroße, im Verband erhaltene Felscholle aus intensiv geklüfteten und spröde deformierten, dünnbankigen, laminierten Dolomiten (Raibler Dolomite und/oder Hauptdolomit); Lokalität Forstweg an der Nordseite des Butterbichls.
- Detailausschnitt von a): Scherzonen und Schlierenstrukturen.

Bohrkernanalyse und -interpretation der Bohrung P-KB01/06 im Vergleich zur Geländesituation

Im Herbst 2006 wurde etwa 1300 m östlich des Butterbichls die Rotationskernbohrung P-KB01/06 (Abb. 1, 2a) ohne Kernverlust bis zu einer Endteufe von 202 m u. GOK (= 427 m ü. NN) vertikal abgeteuft. Der Grundwasserspiegel wurde in ca. 60 m u. GOK angetroffen, während der Bohrung traten durchwegs hohe Spülverluste auf (frdl. mündl. Mitt. M. Köhler, BEG).

Die lithofazielle Aufnahme des Bohrkernes P-KB 01/06 lehnte sich bezüglich Lockersedimente an die Klassifikation von KELLER (1996) an. Für die Festgesteine und die Übergänge zu den Lockersedimenten wurde eine eigene Gliederung (GRUBER & REITNER in GRUBER et al., 2009) unter Berücksichtigung des Auflockerungsgrades und des Matrix-Klasten-Verhältnisses (vgl. Abb. 6) aufgestellt: Die für jeden Bohrmeter angewandte Klassifizierung für zerlegten Fels wird graphisch in Tab. 1 dargestellt.

Im Rahmen dieser Klassifizierung kristallisierten sich basierend auf dem lithologischen Inhalt und dem Zerlegungsgrad neun Homogenbereiche heraus. Bezüglich der detaillierten makroskopischen und mikroskopischen Beschreibung sowie der Bestimmung der Granulometrie und geotechnischer Parameter wird auf die ausführliche Arbeit in GRUBER et al. (2009) verwiesen. Im Folgenden wird daher nur das lithologische und strukturelle Inventar im Bohrgut soweit wie möglich im Konnex mit den obertägigen Verhältnissen diskutiert.

Die glaziale Bedeckung (0–15 m u. GOK, Homogenbereich I):

Der überkonsolidierte massive, matrixgestützte Diamikt mit gekritzten und polierten Geschieben der obersten 8,4 m entspricht einer sehr markanten Fazies innerhalb der Grundmoränendecke des Angerberges östlich des Butterbichls. Trotz des monomikten, rein karbonatischen und dominant aus Dolomit bestehenden Geschiebespektrums handelt es sich hierbei um eine Ablagerung des Würm-hochglazialen Inngletschers, der zuletzt die Landschaft großflächig überformte (Drumlins). Auch der Bereich des korngestützten Diamiktes bis 11,8 m u. GOK ist noch als Grundmoräne s. l. anzusprechen, auch wenn diese einem verhältnismäßig eingeschränkten Transport bzw. einer geringen Deformation an der Gletscherbasis unterlag. Der Abschnitt zwischen 11,8 m und 15 m u. GOK ist aufgrund der dominanten Angularität der Klasten und der sandigen Matrix wahrscheinlich als über kurze Strecken umgelagertes Material im Sinne von Hang- oder Murenschutt anzusehen.

Der zerlegte Dolomitkörper im Verband (15–148 m u. GOK, Homogenbereiche II–VII):

In diesem Abschnitt ist, trotz der offenbaren Zerlegung, generell eine subhorizontal gelagerte stratigraphische Abfolge erhalten geblieben:

Hauptdolomit und/oder Raibler Dolomite, über weite Bereiche als tektonische Brekzien vorliegend.

Die makroskopische Beschreibung hat gezeigt, dass der Zerlegungsgrad über die Klassifikation als Z4 weiter glieder- und charakterisierbar ist (Zerlegungsgrad der Bohrkerne angegeben nach ÖNORM B4401-4 (1990) in 4 Klassen, von Z1 [gering zerlegt] bis Z4 [vollständig zerlegt]). Dabei stellen Bereiche mit erkennbaren primären sedimentären und tektonischen Strukturen und jene mit matrixgestütztem Gefüge mit angularen bis subangularen, meist nur 1–2 cm großen Klasten in einer sandigen Matrix die Extreme in der Palette der Desintegration dar. Diese Abstufung der Fragmentierung entspricht den Verhältnissen im Gelände.

Die Betrachtung der Abfolgen im Detail zeigt, dass Bereiche mit größter ersichtlicher Fragmentierung und dementsprechender hoher Feinkörnigkeit sowohl gegen das Hangende wie auch das Liegende meist graduell in kompaktere Bereiche übergehen. Somit tritt unter Betrachtung der Komponenten-größen in Analogie zu Sedimentgesteinen das Erscheinungsbild von „coarsening upward“- bzw. „fining upward“-Sequenzen auf.

Daneben gibt es gerade im oberen Bereich Kontakte von Felsabschnitten zu matrixhaltigem Material (K 2/2 – K 2/3) an schrägen bis zu 45° steilen Flächen. Derartige Phänomene sind mit Zerbohren definitiv nicht erklärbar.

Ein solches Muster der Desintegration mit zwei Scherflächensystemen – ein subhorizontales mit normaler und inverser Gradierung und ein steil darauf stehendes engständiges Schersystem – wurde auch von POLLET & SCHNEIDER (2004) bei der Felsgleitung von Flims beschrieben.

Neben diesen Detailbeobachtungen lassen sich im Bohrprofil im größeren Maßstab Homogenbereiche mit unterschiedlicher Fragmentierung ausscheiden, deren Verteilung Trends erkennen lässt:

Auffallend ist der verhältnismäßig „intakte“ Homogenbereich VI (108–138 m u. GOK), der kein matrixgestütztes Gefüge aufweist und auch sonst, abgesehen von einem kurzen deformierteren Abschnitt (118–123 m ü. NN), matrixfrei ist. Möglicherweise ist diese Gegebenheit lithologisch bedingt, da hier eine massive tektonische Brekzie vorliegt, die bei der Fragmentierung ein relativ kompetentes Verhalten zeigte.

Weitere Abschnitte weitgehend ohne matrixgestütztes Gefüge sind die Homogenbereiche II (15–36 m u. GOK) und III (36–51 m u. GOK).

Die Deformation konzentrierte sich offenbar auch großmaßstäbig auf distinkte Bereiche, wie auf die Homogenbereiche IV (51–96 m u. GOK) und VII (138–148 m u. GOK). Besonders letzterer Abschnitt zeigt intensivste Zerschneidung, wobei der Felsverband, bestehend aus Dolomit und mergelig-toniger Lithologie, noch erkennbar ist.

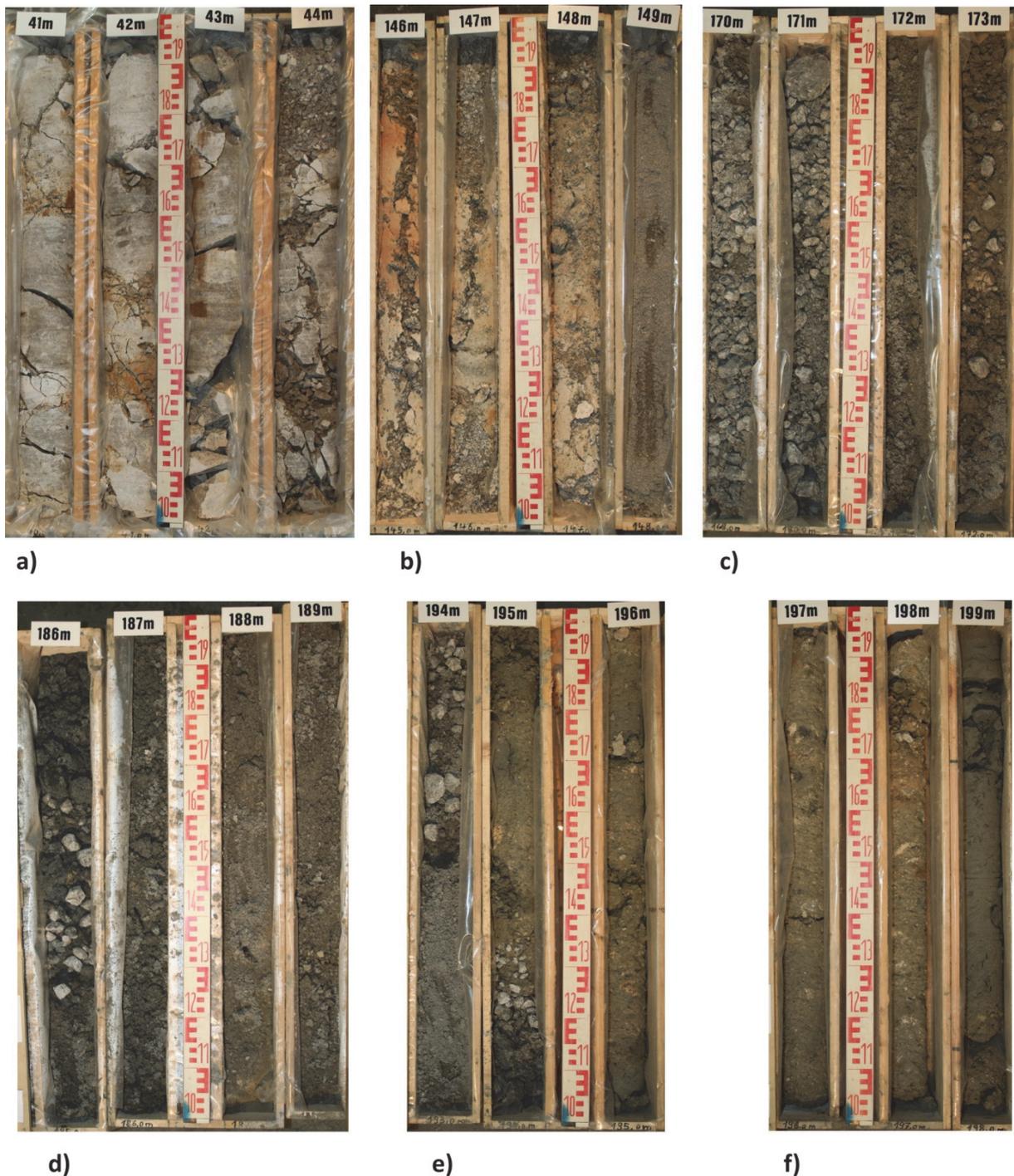


Abb. 6: Repräsentative Ausschnitte aus den verschiedenen Homogenbereichen des Bohrkernes P-KB 01/06 (Erklärung im Text):

- a) Zerlegter Dolomit in Homogenbereich II, Teufe 40–44 m.
- b) Übergang der verschieden stark fragmentierten Butterbichl-Gleitscholle (Homogenbereich VII) in den Sandabschnitt (Homogenbereich VIII), Teufe 145–149 m.
- c) Wechsel von Lagen aus Lithoklasten (Kataklasten), Sanden und Sanden bis Silten mit einzelnen größeren Dolomitklasten, Teufe 170–173 m.
- d) Dunkle Sande und Kakirit- bzw. Lithoklasten in dunkler, schluffig-bindiger Matrix, Teufe 186–189 m.
- e) Wechsel des Sand- in den diamiktischen Abschnitt von Homogenbereich IX, Teufe 193–196 m.
- f) Massive Schluffe (glaziolakustrine Sedimente) an der Basis der Bohrung, Teufe 196–199 m.

lithologisches Profil	Klassifikation des Bohrguts	Homogenbereich	Symbol im Profil	Teufe der Probe [m]	Mikroskopie	
					Petrographische Zusammensetzung	Stratigraphische Zugehörigkeit der Klusten
0 m	glazial	I	A	38,20	Dolomit, limonitisiertes Erz	Dolomit, keiner Formation zuordenbar (Oberhättkalk?)
20 m	K2/3 Sand	II	B	38,30	Dolomit, limonitisiertes Erz	Hauptdolomit oder Dolomit Raibl Gruppe
40 m	K2/2	III	G	147,8	Dolomit	Wettersteindolomit (rückwärtige Riff-Fazies)
60 m	K2/1	IV	H	148,5	Dolomit, limonitisierter Pyrit	Wettersteindolomit (Lagunen-Fazies) oder Oberhättkalk
80 m	K1+K1/2	IV	I	153,5	Dolomit, limonitisierter Pyrit	Wettersteindolomit (Lagunen-Fazies) oder Oberhättkalk
100 m		V	J	155,5	Dolomit	Wettersteindolomit
120 m		V	K	159,5	Dolomit, limonitisiertes Erz	Wettersteindolomit (rückwärtige Riff-Fazies)
140 m		VI	L	162,5	Dolomit, limonitisiertes Erz	Wettersteindolomit (Lagunen-Fazies) oder Oberhättkalk
160 m		VII	M	164,8	Dolomit	Gosau Breccie
180 m		VIII	N	168	Dolomit	Gosau Breccie oder Raibl Gruppe
202 m		IX	O	174,5	Dolomit, limonitisiertes Erz	Dolomit, keiner Formation zuordenbar oder Oberhättkalk
			P	176,5	Dolomit	Oberhättkalk?
			Q	177,5	Dolomit, limonitisiertes Erz	Hauptdolomit (?) oder Oberhättkalk
			R	183	Dolomit, Quarz, Hellglimmer	Raibl Gruppe
			S	185,8	Dolomit, Pyrit, Cölestin	Raibl Gruppe oder oberer Plattenkalk / Basis Kössen-Fm.
			T	191,5	Dolomit	Raibl Gruppe oder oberer Plattenkalk / Basis Kössen-Fm.
			U	193	Dolomit, limonitisiertes Erz	Raibl Gruppe oder oberer Plattenkalk / Basis Kössen-Fm.
			V	196,5	Dolomit, Quarz, Hellglimmer	Wettersteindolomit?
			W	198	Dolomit	Dolomit, keiner Formation zuordenbar
			X	198,2	Dolomit, Quarz, Hellglimmer	Wettersteindolomit, Raibl Gruppe, Zentralalpin

lithologisches Profil

- Moräne
- Kataklasit
- Zerlegungsgrad bestimmt die Häufigkeit an Dreiecken

Klassifikation des Bohrguts

- Sand mit Einschaltungen von größeren Partien
- Diamikt
- Bändertone
- Probenentnahme (Teufe der Probe)
- A,B...

Tab. 1: Darstellung der Kategorien der Zerlegungsgrade, der Einteilung in die Homogenbereiche sowie der Auswertungen der Dünnschliffe und Streupräparate.

Der Sand-Abschnitt (148–194 m u. GOK, Homogenbereich VIII):

Für die Genese der Sande sind Einschaltungen von gröberen Partien aufschlussreich, ohne dass deren Auftreten mit einem markanten farblichen Wechsel innerhalb der insgesamt dunkelsten Bereiche der Bohrung verbunden ist. Das Auftreten von Lithoklasten korrespondiert bisweilen auch mit dem Vorhandensein einer schluffig-bindigen, grün-grauen Matrix. Aus dem Vergleich mit dem Abrissgebiet (Ruraalm/Rurabach) lässt sich die lithologische Beziehung zu den Dolomit-Sanden folgendermaßen erklären: Im Niveau der dort anstehenden Raibler Schichten beobachtet man einerseits einen Wechsel von kompetenteren Dolomit-Bänken und dünnplattigen bituminösen Dolomit-Laminiten und andererseits dunkelgrauen Dolomitmergeln bis Tonsteinen. Ein wesentliches Merkmal der Gesteine im Abrissgebiet ist die tektonische Zerrüttung samt der damit verbundenen Zementierung. Genau der beschriebene lithologische Wechsel spiegelt sich einerseits in der Bohrung gerade im Vorkommen von Lithoklasten in einer schluffigen Matrix im Sinne einer tektonischen „Melange“ wider. Die ausgeprägte Angularität des zu Sandgröße zerrütteten Materials (s. Abb. 7a) andererseits, in dem auch Zementfragmente der ehemals verheilten tektonischen Brekzien auftreten, belegt die zusätzliche Fragmentierung an der Basis des Gleitkörpers. Die Sande, welche auch Übergänge zu zerdrückbaren Kakiriten zeigen und obertags in dieser Ausbildung und Mächtigkeit nicht vorliegen, werden untenstehend in der Diskussion gesamtkonzeptionell besprochen.

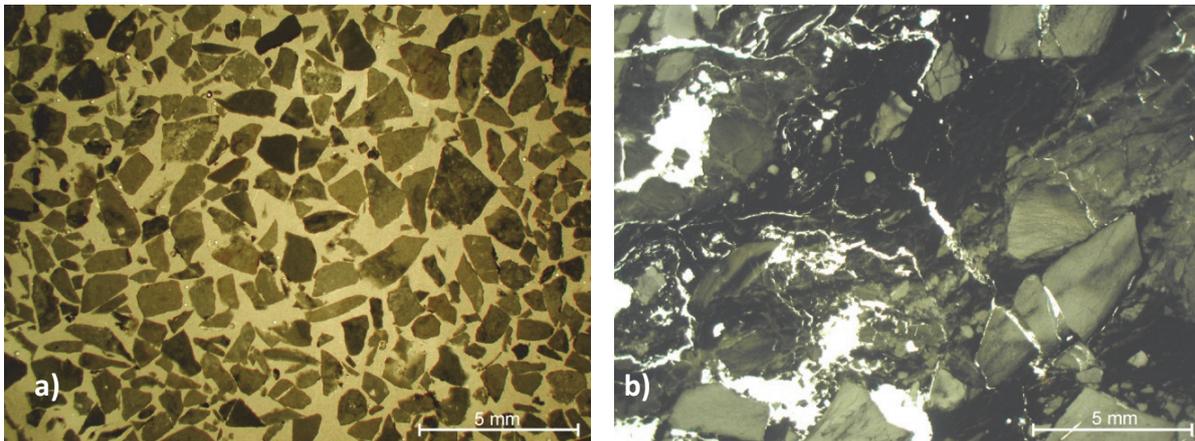


Abb 7: a) Typisches Streupräparat mit angularen bis subangularen Dolomitklasten in Sandkornfraktion, Homogenbereich VIII, Teufe 177,8 m.
b) Dünnschliff von kataklastisch deformierten dunklen Raibler Dolomitklasten, Homogenbereich VIII, Teufe 185,8 m.

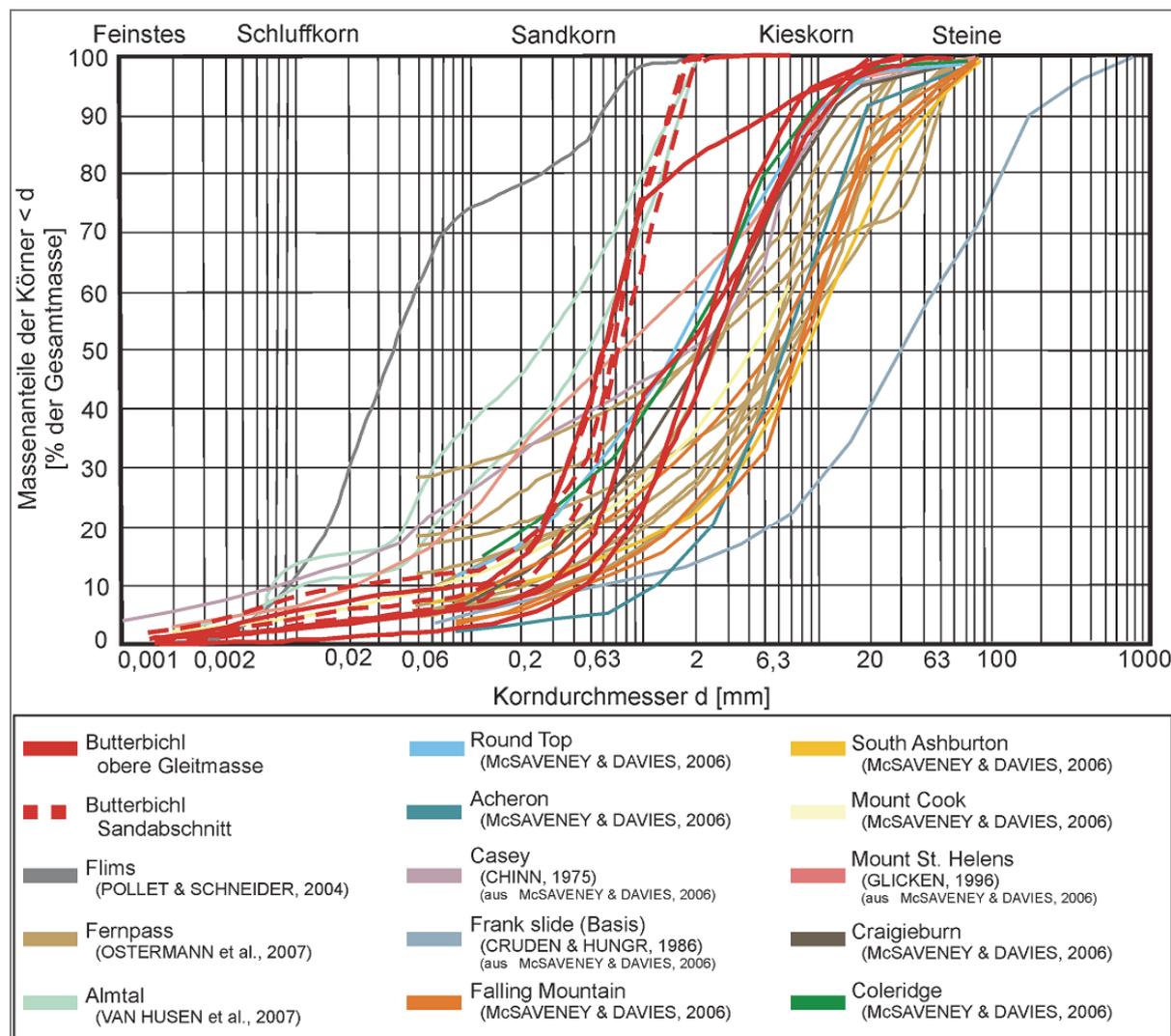


Abb. 8: Kornsummenkurven des Sandabschnittes (Homogenbereich VIII) der Bohrung Butterbichl (P-KB 01/06) und von anderen tiefgründigen Felsgleitungen in Karbonatgesteinen.

Glaziolakustriner Abschnitt (194–202 m u. GOK, Homogenbereich IX)

Die mit scharfer Grenze einsetzenden, massiven, matrixgestützten grauen Diamikte mit polymiktem Geschiebespektrum, bestehend aus gerundeten und überwiegend eckigen Klusten, werden als sub-aquatische Debris flows mit Sedimenteintrag von Norden interpretiert. Diese Ansicht wird durch mehrmals zwischengeschaltete Schluffe untermauert.

Diese Fazies in Kombination mit den massiven, glaziolakustrinen, siliziklastisch beeinflussten, grau-grünen Schluffen (Bänderschuffe) an der Basis passt zum Sedimentationsmilieu in einem glazialen Trog, wie es in benachbarten Bohrungen und wie es auf der Südseite des Angerberges in Aufschlüssen auftritt.

Diskussion

Die Anlage der Massenbewegung Butterbichl lässt sich prinzipiell auf folgende Bedingungen und Gründe zurückführen:

Der strukturelle Bau dieses Abschnittes des Pendlingzuges weist eine große, ENE-WSW-streichende, fast symmetrische Antiklinalstruktur auf, deren Scharnier mit dem Kammscheitel zusammenfällt. Hieraus resultiert ein generelles hangparalleles Südfallen des gut geschichteten triassischen Sedimentpa-

ketes, das sich morphologisch als ein „struktureller Hang“ bzw. „Isoklinalhang“ manifestiert. E-W-streichende, subvertikale Dehnungsbrüche parallel zum Scharnier (B-C-Klüfte), N-S- und NE-SW-streichende Seitenverschiebungen und Grabenbrüche sowie hangparallele Aufschiebungsstrukturen ermöglichten das Herausbrechen und En-bloc-Abgleiten einer großen zusammenhängenden Felsmasse. Zu diesen strukturellen Elementen, die die E-, W-, und N-Begrenzung definieren, tritt im Süden noch die große ENE-WSW-streichende, sinistrale Inntal-Scherzone hinzu, die die kompetenteren triassischen Schichtglieder im Norden gegen die leicht erodierbaren feinklastischen Sedimente der tertiären Unterangerberg-Fm. im Süden begrenzt.

Der lithologische Grund für die Lage und Geometrie der Abgleitfläche ist durch die Präsenz von feinklastischen Lagen innerhalb der 30–40° südfallenden Raibler Schichten gegeben.

Dieses strukturelle und lithologische Muster wurde jedenfalls schon vor der letzten Großvergletscherung, dem Würm-Hochglazial, flächenhaft erosiv herauspräpariert: Vermutlich während des Reißglazials fand die entscheidende Reliefgestaltung mit der Bildung eines glazial übertieften Troges und Übersteilung am Südfuß des Pendlingzuges statt. Die Ausräumung durch den Inngletscher konzentrierte sich auf die relativ weichen Unterangerberger Schichten. Durch die glaziale Erosion wurde die Inntal-Störung (Embach-Störung; EISBACHER & BRANDNER, 1996) morphologisch als Steilstufe herausgeformt. Allerdings ist zu bedenken, dass der Reliefunterschied zwischen Kamm (nachmaliger Abrisskante) und Vorfeld (nachmaligem Ablagerungsraum) größer war, als die heutige Oberfläche erkennen lässt.

Mehrphasige Bohrkampagnen und geophysikalische Untersuchungen haben gezeigt, dass die Felsoberkante dieses Troges weit unter dem heutigen Innniveau liegt und der Trog durch inntalparallele NE-SW-streichende Felsschwellen aus Unterangerberger Schichten bis auf Höhe von Angath vom heutigen übertieften Inntal getrennt ist. Der Trog wurde in der Folge bis zum Zeitpunkt des Massenbewegungsereignisses mindestens bis auf 431 m ü. GOK (immerhin 70 m unter heutigem Inn-Niveau) mit glaziolakustrinen Feinsedimenten aufgefüllt. Aus diesen Gründen erfolgte die Massenbewegung sehr wahrscheinlich in einen See, wobei nicht auszuschließen ist, dass ein Teil der Seesedimente im Zuge der Platznahme der Massenbewegung weggeräumt wurde. Aufgrund dieser stratigraphischen Unwägbarkeit kann nicht gesagt werden, ob die Massenbewegung noch innerhalb der Abschmelzphase des Reißglazials als Folge des Wegfalls des stützenden Widerlagers erfolgt ist bzw. ob das Materialversagen durch andere Faktoren wie interglaziale Starkniederschläge oder Erdbeben ausgelöst worden ist.

Trotz der glazialen Überformung während des Würm-Hochglazials spiegelt die Geometrie der Ablagerungsmasse diejenige des Abrissgebietes wider, d. h. Hohl- und Vollform sind komplementär. Die Lithologie und das strukturelle Inventar in der Bohrung und in den Aufschlüssen am Butterbichl dokumentieren eine zusammenhängende Masse, deren Rückabwicklung mittels einer basalen Gleitfläche vom Ablagerungsgebiet ins Abrissgebiet eindeutig möglich ist.

Innerhalb der Gleitmasse kann man Unterschiede in der Deformation erkennen, die sich im Zerlegungsgrad äußern. Dieser ist einerseits definiert über präexistente transportierte Trennflächenelemente wie Schichtung und Störungen, die im Zuge des Gleitvorganges aus der ursprünglichen in eine subhorizontale Lagerung übergeführt wurden. Weiters wurden bestehende Deformationsstrukturen reaktiviert und weiterbewegt. So bildeten sich neue subhorizontale Scherflächen und Scherzonen in Bewegungsrichtung, die zu progressiver Materialzertrümmerung (dynamische Fragmentierung, POLLET & SCHNEIDER, 2004) führten. Vom Aufschlussbereich lassen sich diese Scherflächen auch im gesamten Bohrkern verfolgen, deren Verteilung allerdings lithologieabhängig ist. Aufschlüsse im Westen und Südwesten der Butterbichlmasse zeigen Scherstrukturen in der Art von Überschiebungen und senkrecht darauf stehenden Scherflächen mit lokalen basalen Aufschürfungen des Untergrundes. Diese in der gesamten Gleitmasse verteilte penetrative Deformation führen wir auf deren Blockade am Südrand des Ablagerungsgebietes durch besagte trog- und inntalparallele Felsschwelle aus Unterangerberger Schichten zurück. Infolge des frontalen Aufpralles der Gleitmasse auf dieses Hindernis kam es möglicherweise zur lateralen Ausgleichsbewegung parallel zur Trogachse.

Mit dieser Argumentationslinie sind die Anlage der Gleitmasse und ihr Zerlegungsgrad bis auf 148 m u. GOK erklärbar.

Genese des sandreichen Abschnittes (Homogenbereich VIII): Prä-, syn- und postkinematische Erklärungsmodelle

Das Auftreten der Sande zwischen 148 und 194 m u. GOK, das bisher in dieser Gleichförmigkeit und Mächtigkeit noch nie an der Basis einer Massenbewegung beobachtet wurde, wirft Fragen über ihre Genese auf.

Die Bohrqualität und die Bohrfortschritte zeigen, dass dieses Material vor dem Bohren zerlegt war und keineswegs als ein Produkt dieses technischen Prozesses anzusehen ist.

a) Argumente für präkinematische Genese

Eine Möglichkeit der Sandgenese bestünde prinzipiell darin, dass die Sande bereits als Sediment vor dem Massenbewegungsereignis, sprich präkinematisch, vorlagen. Hierfür käme einerseits eine am Hangfuß schon existierende Schutthalde in Frage, welche im Zuge des Ereignisses zumindest teilweise mitgerissen und überfahren worden wäre. Alternativ dazu könnte im Vorfeld der Gleitmasse theoretisch auch ein größerer Sandkörper als Teil der Trogfüllung im Sinne eines distalen Schwemmfächers oder Deltakomplexes vorgelegen haben. Allerdings fehlen Faziesverzahnungen mit den glaziolakustrinen Sedimenten – wie in progradierenden Deltas oder Schwemmfächern üblich – völlig. Betrachtet man zudem das Hinterland derartiger Schwemmfächer, charakterisiert durch die vielfältige Geologie des Abrissbereiches, so ist v. a. die zweite präkinematische Variante sehr unwahrscheinlich.

b) Argumente für eine synkinematische Genese

Ein wichtiger Punkt zum Verständnis der sanddominierten Fazies ist ihre einheitliche Lithologie aus dunklem monomiktem Dolomitmaterial, welches im Abrissgebiet als cm-dm-gebankte Raibler Dolomite in Mächtigkeiten von Zehnermetern vorliegt.

Aufgrund der primär schon starken tektonischen Zerlegung im Abrissgebiet (s. Abb. 6b) liegt hier schon kleinstückig zertrümmertes Material vor, das den unteren Abschnitt der Gleitmasse bildete, an dessen Basis und innerhalb dessen die Hauptbewegung abgelaufen ist. Die bindigen, völlig zerlegten Lagen mit Mergel- und Tonsteinklasten innerhalb der Sandabfolge entsprechen genauso der lithologischen Varianz im Abrissgebiet. Die Sande mit einer bimodalen Kornverteilung und mit durchwegs sehr eckigen Körnern lassen sich ebenfalls durch eine penetrative Zerschering und Zermahlung im Zuge der Bewegung erklären. Die Ausgangslithologie (dünngebankte Dolomite) und der Grad der bereits vorhandenen tektonischen Zertrümmerung gaben damit das Größtkorn der nachfolgenden Materialzerlegung durch die Massenbewegung vor, womit die Kornsummenkurve eine materialspezifische Abhängigkeit zeigt. So deutet weiters die Angularität der Partikel auf ein in situ zerlegtes Material mit vielen korrespondierenden Korngrößen hin, dessen Zusammenhalt nur durch die Bergung des Bohrmaterials verloren ging.

Die wenigen gerundeten Klasten sind durch Desintegration von kataklastisch verformten Gesteinen zu erklären, in denen bekanntlich während der Deformation Klasten gerundet und poliert werden können. Dieses Phänomen beschreibt beispielsweise GRUBER (1997) von vielen Kataklasten aus einem benachbarten Gebirgszug (Kaisergebirge) mit äquivalenten Lithologien. Kornabnutzung gibt es jedoch auch während des Transportes der Gleitmasse selbst.

Dieses Erklärungsmodell steht im Einklang mit der zunehmenden Fragmentierung, die bereits über dem Sandpaket mit einem hohen Matrixgehalt einsetzt.

Das Gesamtbild ergibt hiermit für die Lokalität der Bohrung eine über 180 m mächtige Felsgleitmasse, die in den untersten 60 Metern auch einen progressiven, lithologisch bedingten Deformationsgrad aufweist. Die große Mächtigkeit dieses untersten sandbetonten Abschnittes entspricht größenordnungsmäßig der Mächtigkeit der Ausgangsgesteine im Abrissgebiet.

c) Argumente für postkinematische Genese

Vergleicht man die Korngrößenverteilungen der Sande an der Basis der Butterbichl-Scholle mit jenen von anderen bekannten Bergstürzen, so fällt vor allem bei den Sanden an der Basis des Butterbichls ein deutlich höherer Sortierungsgrad auf (Abb. 10). Auch der Feinanteil ist geringer als der der meis-

ten anderen Proben. Dies könnte eventuell als Hinweis auf Suffusions- und Umlagerungsprozesse an der Basis der Butterbichl-Scholle angesehen werden. Die für diese Prozesse nötigen hydraulisch permeablen Hohlraumbildungen sind in Massenbewegungsablagerungen z. B. in Form von Erdfällen (POSCHER & PATZELT, 2000) bekannt.

Bei Berücksichtigung der großen Mächtigkeit der Sande an der Basis der Butterbichlscholle müsste der Hohlraum, in dem die Sande abgelagert worden wären, eine vertikal orientierte, schlotförmige oder eine subhorizontale, schlauchförmige Geometrie aufweisen. Subrosion wäre im Sinne von Lösungserweiterter Hohlraumbildung (Karst) ein denkbarer Prozess hierfür. Allerdings gibt es einen als Folge von vertikaler Kalklösung und anschließender Kalkausfällung in Frage kommenden Zementationshorizont schon unmittelbar unter der Grundmoräne (33 m u. GOK, vergleiche Ergebnisse der Sedimentpetrographie). In den tieferen Abschnitten sind keine Hinweise für Verkarstung vorhanden, weder in den Aufschlüssen noch in der Bohrung. Karstschlote als klassische Bildung der phreatischen Zone würden zudem ein Grundwasserbezugsniveau voraussetzen, das deutlich unter dem heutigen Inniveau (513 m bei Kundl) liegen müsste. Betrachtet man die sukzessive Eintiefung der Alpentäler im Laufe des Quartärs und auch die Sedimentationsgeschichte im letzten Interglazial-Glazial-Zyklus (VAN HUSEN, 2000), so ist ein derart tief liegendes Grundwasserniveau, wie oben postuliert, während vergangener Interglaziale und Interstadiale auszuschließen.

Zudem tritt an der Basis der Sande mit den lakustrinen Sedimenten ein Stauhorizont auf, welcher sicherlich die Basis eines Grundwasserkörpers bildete (vgl. heutiges Grundwasserniveau in der Bohrung 60 m u. GOK = Absoluthöhe von 570 m ü. NN).

Weiters wirft der progressive Zerlegungsgrad die Frage nach der Stabilität eines derartigen Hohlraumes in dieser Tiefe auf, sofern dieser in diesem Material überhaupt gebildet werden konnte (s. o.). Die relative Gleichförmigkeit der Sande erscheint durch das Nachbrechen eher unwahrscheinlich zu sein.

Ein weiterer Aspekt einer alternativen Erklärung wäre die Bereitstellung des sandigen Materials durch Suffusion (Definition s. EISSMANN, 2008). Der hierfür in Frage kommende Prozess setzt im Allgemeinen ein ungleichkörniges Gemisch voraus, welches grundsätzlich durch Zertrümmerung von Material im Zuge von Massenbewegungen ähnlich dem Butterbichl vorhanden sein kann (vgl. PATZELT & POSCHER, 1993; HARTLEITNER, 1993).

Allerdings ist die Monomiktie der dunklen Sande mit der Suffusion der darüber gelegenen aufgelockerten Gesteinspakete, bestehend aus überwiegend hellen Dolomiten, nicht erklärbar. Für Einschwemmungen eines durch die Gleitmasse fließenden Gewässers (z. B. ein Bach von den Abhängen des Heuberges oder ein Ableger des Inn) mit Deutung der größeren Abschnitte innerhalb des Sandkörpers als Rinnenbildungen gibt es keine Hinweise aus der Geländesituation und der Bohrung.

Schlussfolgerungen

Neue struktur- und quartärgeologische Geländedaten, insbesondere die Durchteufung des Butterbichls belegen, dass es sich bei dieser kataklastischen Dolomitmasse weder um einen auf das Unterinntal-Tertiär aufgeschobenen Deckenrest, noch um eine tief reichende tektonische Schuppe handelt. Hingegen liegen hier die Ablagerungen einer der mächtigsten und größten fossilen Felsgleitungen Tirols (vgl. ABELE, 1974) mit einer kartierten Fläche von rund 4 km² und einem geschätzten Volumen von mindestens 300 Mio. m³ sowie einem Fahrböschungswinkel von 12° vor. Die Überdeckung der Butterbichl-Gleitmasse und ihrer Umgebung mit Würm-Grundmoräne impliziert ein zumindest prä-hochglaziales Alter dieser Massenbewegung. Die Aufnahme der geologischen Verhältnisse im Abrissbereich zeichnet das Bild einer lithologisch und strukturell vorgezeichneten, tiefgründigen Translationsgleitung nach.

Die Gleitscholle war lithologisch und strukturell vorgezeichnet durch

- i) wechselnde Lithofaziestypen im Bereich der obersten Wetterstein-Fm. bzw. Raibl-Gruppe
- ii) hangparallel einfallende Schichtflächen und
- iii) zahlreiche Störungszonen und Großklüfte.

An der Basis der eigentlichen, ca. 150 m mächtigen Gleitscholle aus völlig zerrüttetem Haupt- und Raibler Dolomit befinden sich 50 m mächtige, relativ enggestufte, dunkle Dolomitsande im Wechsel mit dunklen Kakiriten. Deren Bildung ist nach GRUBER & REITNER (in GRUBER et al., 2009) am plausibelsten mit dynamischer Gesteinszerlegung während des gravitativen Gleitprozesses erklärbar. Dies wird einerseits durch das Vorkommen von dünnbankigen, dunklen Dolomitlaminiten, Dolomitmergeln und dünnen Tonschieferzwischenlagen, die der Raibl-Gruppe zuordenbar sind, im Abbruchgebiet belegt. Andererseits weist gerade die bimodale Kornverteilung (s. Abb. 8) und die auffallende Eckigkeit der Körner bzw. Kongruenz vieler Kornflächen der basalen Ablagerungen der Butterbichl-Gleitmasse auf eine Fragmentierung der schon tektonisch deformierten Ausgangsgesteine im Abbruchgebiet (Kataklase) hin.

Die Co-Autoren der Arbeit GRUBER et al. (2009), PRAGER, STRAUHAL, BRANDNER und ZANGERL, bevorzugen – angesichts der vorhandenen Daten sowie von Vergleichen mit anderen Fallbeispielen – ein mehrphasiges Erklärungsmodell für die Genese der bemerkenswerten sandreichen Abfolge im Bohrkern:

- 1) bereits primär Akkumulation eines Schuttkörpers am Paläo-Hangfuß,
- 2) möglicherweise (Teil-)Mobilisierung und dynamische Überprägung dieses prä-kinematischen Schuttkörpers durch die darüber fahrende Gleitscholle (i. e. die eigentliche Massenbewegung) und
- 3) eventuell post-kinematische Umlagerung bzw. Abtransport feinklastischer Anteile durch unterirdische Fließgewässer.

Das Beispiel Butterbichl zeigt exemplarisch, wie ein bisher nur auf Oberflächengeologie bzw. im konkreten Fall auf tektonischen Modellvorstellungen beruhendes Untergrundmodell aufgrund einer Bohrung drastisch umgestoßen wurde. Durch die damit verbundenen neuen hydrogeologischen und ingenieurgeologischen Risiken wurde die ursprünglich in diesem Abschnitt geplante Eisenbahntrasse als nicht mehr optimal betrachtet.

Mariastein – zusammenfassende Betrachtungen

(aus GRUBER, 2009)

- Bei der Massenbewegung Mariastein handelt es sich um eine der größten Felsgleitungen der Nördlichen Kalkalpen Tirols.
- Sie entwickelte sich im Wettersteinkalk auf dem Südschenkel der E-W-streichenden Pendling-Antiklinale entlang von N-S-streichenden Seitenverschiebungen, parallel zum Scharnier der Antiklinale und auf dem 40° S-fallenden Wettersteinkalk heraus.
- Die Ausbruchsnische ist bereits von Weitem in der Hohlform zwischen Hundsalmjoch im Westen und Kegelhörndl im Osten erkennbar.
- Die Abgleitfläche ist noch reliktsch erhalten, der Großteil ist mit Gleit-/Sturzbrekzien verdeckt.
- Das Ablagerungsgebiet besteht überwiegend aus dekametermächtigem, teils zementiertem Blockschutt, der sich von Blümel im Westen über 2,5 km bis Niederbreitenbach im Osten, von Waldgütl im Nordwesten bis zur Innschleife bei Neuegg im Südosten, vielleicht sogar bis Kötsching östlich des Inntales (mehr als 6 km Distanz von der Abrissnische) erstreckt.
- Die Frage der Zugehörigkeit des Felsriegels nördlich der Autobahnraststätte Angath zur Massenbewegung bleibt offen.
- Die Gleitmassen liegen teils auf Festgesteinen (Wettersteinkalk, Raibler Schichten? Unterangerberger Schichten?), teils auf glazio-lakustrinen (Sande, Schluffe) und fraglich auf glazio-fluviatilen (Schotter, Kiese, Sande) Sedimenten des Inntales, von denen sie, zusammen mit lokalen Murschuttsedimenten, auch wieder überlagert bzw. eingesedimentiert wurden. Über diesen Sedimenten liegt an vielen Stellen Grundmoräne des hochglazialen Inngletschers.
- Die Gleitmassen von Mariastein sind daher altersmäßig in das Prähochglazial einzuordnen.

Literatur

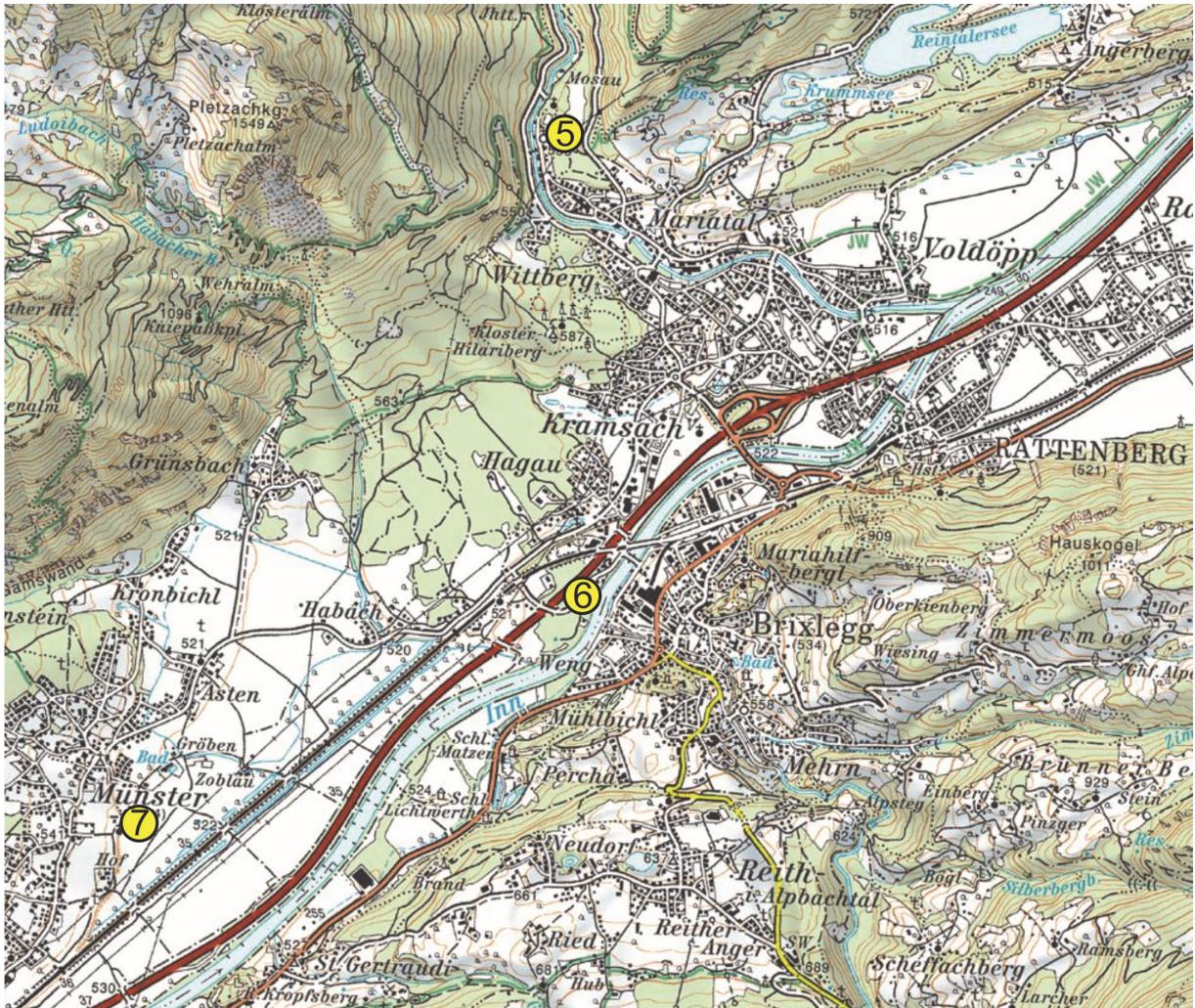
(die komplette Liste siehe GRUBER et al., 2009):

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen – ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – 230 S., München (Univ.-Verl. Wagner).
- AMPFERER, O. (1921): Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Thierseer Tales in Tirol. – Jb. geol. Staatsanst., 71, 3/4, 149–158, Wien.
- AMPFERER, O. (1922): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von Bruno Sander. – Jb. Geol. B.-A., 72, 105–150, mit 1 Geol. Karte 1:40.000, Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1910): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jb. k. u. k. geol. Reichsanst., 59/2, 289–332, Wien.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996): Landslide Types and Processes. – In: TURNER, A.K. & SCHUSTER, R.L. (Eds.): Landslides, Investigations and Mitigation, Nat. Res. Council, Spec. Rep., 247, 36–75.
- EISBACHER, G. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 89, 553–571, Basel.
- GRUBER, A. (1997): Stratigraphische und strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 22, 159–197, Innsbruck.
- GRUBER, A. (2009): Bericht 2005–2008 über geologische, strukturelle und insbesondere quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt UTM 3213 Kufstein. – *Jb. Geol. B.-A.*, 149, 550–564, Wien.
- GRUBER, A., STRAUHAL, T., PRAGER, C., REITNER, J.M., BRANDNER, R. & ZANGERL, C. (2009): Die „Butterbichl-Gleitmasse“ – eine große fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich). – *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*, Vol. 14/1+2, 103–134.
- HEISSEL, W. (1951): Beiträge zur Tertiärstratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. B.-A.*, 94, 207–222, Wien.
- HEISSEL, W. (1955): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – *Mitt. Geol. Ges.*, 48, 49–70, Wien.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitt. d. Schweiz. Ges. f. Boden- u. Felsmechanik*, 132, 5–12.
- v. KLEBELSBERG, R. (1935): Geologie von Tirol. – 831 S., Berlin (Gebr. Bornträger).
- KÖHLER, M. (2007): Die geologischen Verhältnisse der Angerbergterrasse. – *Angerberger Gemeindeformationen Herbst 2007*, 10–11, Angerberg.
- KÖHLER, M. & POSCHER, G. (2007): Geologische und hydrogeologische Charakteristika der Unterinntalstraße. – *Int. Symp. Brenner Basistunnel und Zulaufstrecken*, Bd. 1, 111–117, Innsbruck (Univ. Press, Innsbruck).
- McSAVENY, M.J. & DAVIES, T.R.H. (2006): Rapid rock-mass flow with dynamic fragmentation. – In: EVANS, S.G., SCARASCIA-MUGNOZZA, G., STROM, A. & HERMANN, R.L. (Eds.): *Advanced Research Workshop: Landslides from massive rock slope failure*. NATO Science Series, IV Earth and Environmental Sciences, Vol. 49, 285–304, June 16–21, Celano, Italy.
- ÖNORM B 4401-2 (1974): Erd- und Grundbau; Untersuchung von Bodenproben; Korngrößenverteilung.
- ÖNORM B 4401-3 (1985): Erd- und Grundbau; Erkundung durch Schürfe und Bohrungen sowie Entnahme von Proben; Protokollierung.
- ÖNORM B 4401-4 (1990): Erkundung durch Schürfe und Bohrungen sowie Entnahme von Proben, Zeichnerische Darstellung der Ergebnisse. – *Österr. Normungsinstitut*, 17 S., Wien.
- ORTNER, H. (1996): Deformation und Diagenese im Unterinntaler Tertiär (zwischen Rattenberg und Durchholzen) und seinem Rahmen. – Unveröff. Diss., 234 S., Univ. Innsbruck.
- ORTNER, H. (2003a): Cementation and Tectonics in the Inneralpine Molasse of the Lower Inn Valley. – *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, 26, 71–89, Innsbruck.
- ORTNER, H. (2003b): Local and far-field stress-analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps. – *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, 26, 109–136, Innsbruck.

- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and Basin Development of the Oligocene in the Lower Inn Valley, Tyrol/Bavaria. – In: PILLER, W. & RASSER, M. (Eds.): Paleogene in Austria, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 14, 153–196.
- ORTNER, H., REITER, F. & BRANDNER, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone – sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. – *Tectonophysics* 414 (2006), 241–258.
- PATZELT, G. & POSCHER, G. (1993): Der Tschirgant-Bergsturz. – In: HAUSER, C. & NOWOTNY, A. (Eds.): Arbeitstagung 1993 Geol. B.-A., Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck. – 208–213, Wien.
- PENCK, A. (1902): Die Innthalterrasse. – In: PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1. – Tauchnitz, 315–332, Leipzig.
- POLLET, N. & SCHNEIDER, J.-L. (2004): Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). – *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 433–448, Amsterdam.
- POSCHER, G. & PATZELT, G. (2000): Sink-hole collapses in soft rocks: sedimentological and hydrogeological aspects of groundwater induced erosion processes. – *Felsbau*, 18, 36–40, Salzburg.
- POSCHER, G. & EDER, S., MARSCHALLINGER, R. & SEDLACEK, C. (2008): Geologie und Geotechnik des Angerbergs, Trassenstudien im Abschnitt Brannenbug – Kundl/Radfeld. – *Int. Symp. Brenner Basistunnel und Zulaufstrecken*, Bd. 2, 103–114, Innsbruck (Univ. Press, Innsbruck).
- PRAGER, C., ZANGERL, C., PATZELT, G. & BRANDNER, R. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. – *Natural Hazards Earth Science Systems* 8/2, 377–407.
- SCHULZ, K.-H. (1993): Tektonik und Kinematik des Heuberg-Massivs zwischen Brandenberg und Niederbreitenbach, Tirol, Österreich. – Unveröff. Diplomarb., 70 S., Univ. Karlsruhe.
- SPITZER, R. (2005): Die Angerberg Terrasse: „Vom quartärgeologischen Rahmen zum hydrogeologischen Modell“. – Unveröff. Diplomarb., 116 S., Univ. Innsbruck.
- SPITZER, R. (2006): Bericht 2005 über geologische und hydrogeologische Aufnahmen der Angerberg-Terrasse auf den Blättern 89 Angath und 120 Wörgl (UTM 3213 Kufstein und UTM 2218 Kundl). – *Jb. Geol. B.-A.*, 146/1-2, 78–79, Wien.
- STRAUHAL, T. (2009): Mineralogische und geotechnische Eigenschaften von tektonisch und massenbewegungsbedingten Kakiriten. – Unveröff. Diplomarb., Univ. Innsbruck.
- THÖNY, W. (2003): Analyse der Pendling Antiklinale sowie der Thiersee-Mulde im Bereich NW von Kufstein (Tiroler Unterinntal) unter Verwendung sedimentologischer, strukturgeographischer und paläomagnetischer Arbeitsmethoden. – Unveröff. Diplomarb., 120 S., Univ. Innsbruck.
- TÖCHTERLE, A. (2005): Tektonische Entwicklungsgeschichte des Südteiles der Nördlichen Kalkalpen entlang der Transalp-Tiefenseismik anhand bilanzierter Profile. – Unveröff. Diplomarb., 91 S., Univ. Innsbruck.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Bd. 2. – 710 S., Wien.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92 (1999), Wien.

Exkursion E2b/2 – Die Bergstürze des Pletzachkogels bei Kramsach Mittwoch, 21. 09. 2011

Führung: G. PATZELT



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

- 5. Stopp:** Mariatal: Besprechung der Bergsturzmasse östlich der Brandenberger Ache und die morphologische Begründung ihrer spätglazialen Zeitstellung.
- 6. Stopp:** Innbrücke Hagau: Kurze Wanderung entlang der Bergsturzfront am Inn und Besprechung des Profiles der Brunnenbohrung Hagau 2, mit der das römische Sturzereignis erfasst wurde.
- 7. Stopp:** Neuer Friedhof Münster: Überblick über den Stauraum des Bergsturzes im Inntal mit der Stauterrasse von Asten-Tegernfeld und den historischen Folgen des Bergsturzes.

Rückfahrt Münster – Achenkirch.

Exkursionsdauer: 8:00–18:00, Busexkursion mit kurzen Wanderungen.



Abb. 1: Der Bergsturzbereich vom Pletzachkogel mit der römzeitlichen Abbruchnische (links oben), dem Ablagerungsgebiet auf der Innalsole (größtenteils bewaldet) und dem Stauraum (linke untere Bildhälfte) mit den Burgen Lichtwert und Matzen. (1.4.2001)

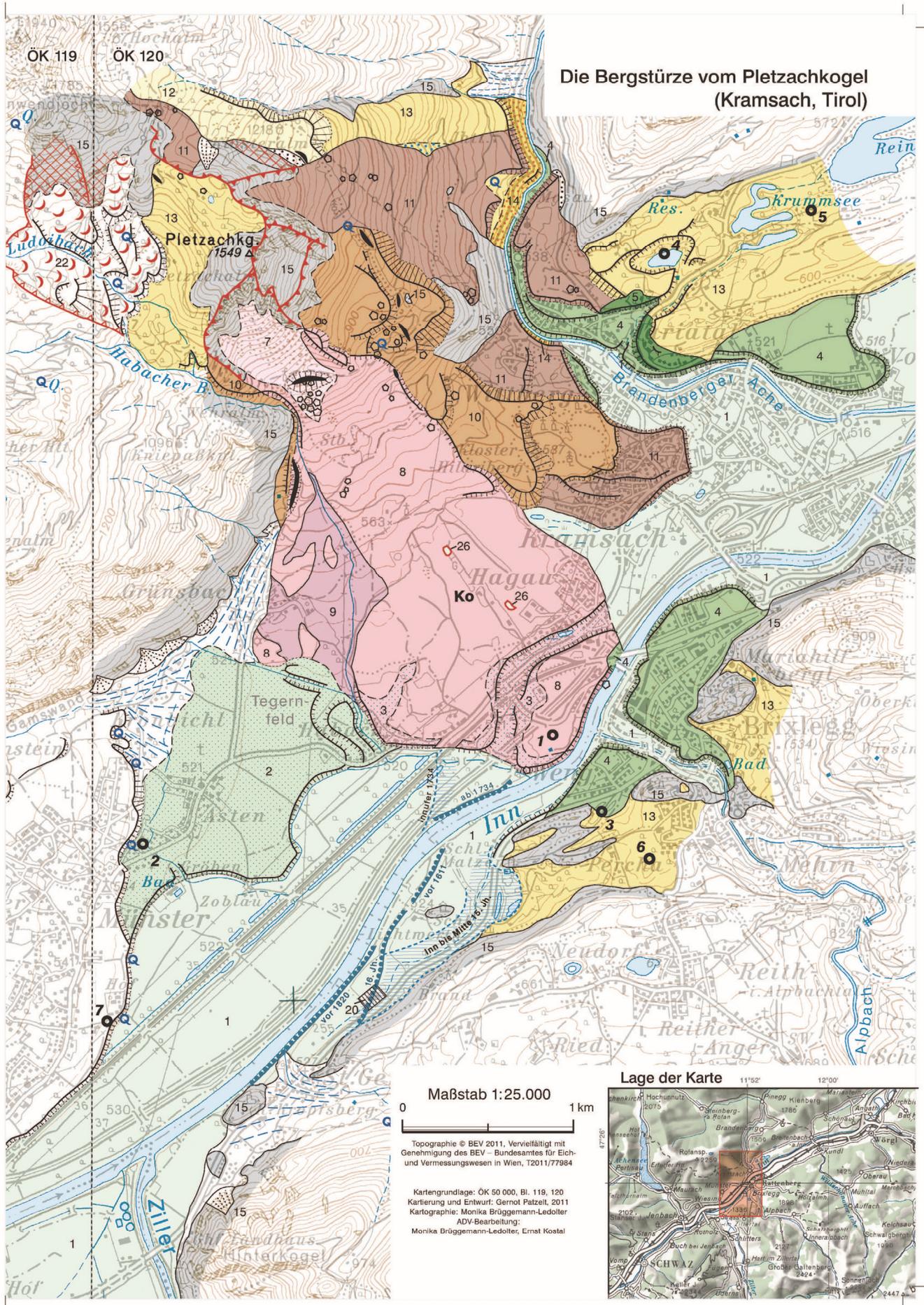
Von der Ost- und Südflanke des Pletzachkogels (1549 m) sind mehrfach Bergstürze abgebrochen, die die Innalsole (520 m) erreichten und für die nachstehende Ereignisalter bestimmt werden konnten:

1. Spätglaziales Sturzereignis (11, dunkelbraun): 12 500 ± 400 BC
2. Sturzereignisse des Holozäns (10, hellbraun): das weitreichendste zwischen 1700 und 2000 BC
3. Römerzeitliches Sturzereignis (8, rosarot): 2. Hälfte 3. Jh. AD

Der römerzeitliche Bergsturz hat das Innal gequert und den Inn gestaut. Dabei sind die Stausedimente der Terrasse von Asten-Tegernfeld abgelagert worden. Mit der erosiven Eintiefung des Inn in der Enge von Brixlegg erfolgte die teilweise Ausräumung des Staubereiches. Seit dem 15. Jh. AD sind hier Flussbaumaßnahmen und Innverlegungen nachweisbar.

Legende

 1	Auenniveau, Inn und Zuflüsse	 10	Bergsturz, holozän mit Stirnböschung	 20	Anthropogene Anschüttung
 2	Terrasse von Asten-Tegernfeld	 11	Bergsturz, spätglazial	 21	Innrachen (Dämme)
 3	Innsedimente auf Bergsturzmaterial	 12	Stadialmoräne	 22	Bergsturzgelände, rezent/aufgelockerte, versackte Felspartie
 4	Postglazialer Schwemmfächer	 13	Grundmoräne, hochglazial, Eisrandsedimente, Eiszerfallsformen	 23	Quelle
 5	Spätglazialer Schwemmfächer	 14	Schotter, prähochglazial	 Ko	Kalkofen
 6	Schwemmfächer, Murenkegel, Schutthalde (nicht differenziert)	 15	Fels (in der Bergsturzmasse Anstehendes, undifferenziert)	 25	Große Felsblöcke
 7	Felssturzmaterial, historisch, rezent aktiv	 16	Wallform	 26	Innsedimente im Bergsturzgelände, durch Abbau aufgeschlossen
 8	Bergsturz, römerzeitlich	 17	Geländekante, Erosionsböschung	 01	Aufschlüsse: 1 Hagau 2, 2 Münster M-1 bis M-6, 3 Matzenpark BM 1 und BM 2, 4 Frauensee, 5 Krummsee, 6 Bauaufschluss ÖBB, 7 Bohrung Hof
 9	Bergsturz-Murenschutt des Habacher Baches	 18	Bergsturz-Abbruchkante		
		 19	Bergsturz-Abbruchnische, Oberkante		



Das Abbruchgebiet der Bergstürze liegt an der Ost- und Südflanke des Pletzachkogels (1549 m) und bildet mit scharfen Abrisskanten 300 bis 500 m hohe Wandflanken im anstehenden Oberrhät- und Liasrotkalk. Die Sturzhöhe beträgt rund 1000 m. Im Ablagerungsgebiet bedeckt Bergsturzmaterial heute eine Fläche von insgesamt 6,2 km². Die Kubatur wird auf rund 90 Mio. m³ geschätzt.

Auf der Grundlage einer neuen Karte des Bergsturzgebietes (Abb. 3) werden folgende Bergsturzereignisse unterschieden:

1. Der spätglaziale Bergsturz, der das Brandenberger Tal querte und zum Teil wieder abgetragen oder überlagert wurde. Für dieses Ereignis konnte ein Alter von 12.500 ± 400 B. C. wahrscheinlich gemacht werden.
2. Bergstürze des mittleren Postglazials für eine mehrgliedrige Serie von Sturzereignissen, von denen eines zwischen 2000 und 1700 B. C. die Inntalsole querte.
3. Ein römerzeitlicher Bergsturz – das mit 3,3 km² flächengrößte Ereignis –, der das Inntal sperrte und den Inn staute. Dieser Bergsturz ist durch 6 Radiokarbondatierungen von organischem Material aus überfahrenen und Rückstau-Sedimenten für den Zeitraum zwischen 120–240 A. D. festgelegt. In seinem Abbruchgebiet sind Felsstürze bis in die Gegenwart aktiv.

Der römerzeitliche Bergsturz hatte als talsperrendes Ereignis weitreichende kulturhistorische Folgen. Es entstand ein verkehrshindernder Grenzraum, in dem im Mittelalter die kirchlichen Verwaltungsgrenzen der Diözesen von Salzburg, Brixen und Freising und die Landesgrenzen von Tirol und Bayern festgelegt wurden. Die Sturzblöcke im Talsohlenbereich wurden über Jahrhunderte als Baustein genutzt und fanden als Bildhauerstein in der Baukunst weite Verbreitung.

Haltepunkte unter Verwendung der beiliegenden Bergsturzkarte

5. Mariatal – spätglaziales Bergsturzgelände
Auf einer kurzen Wanderung vom Kloster Mariatal durch das Bergsturzgelände wird die Ablagerung und teilweise erosive Zerschneidung des Bergsturzes durch die Brandenberger Ache gezeigt und die morphologische Argumentation für das spätglaziale Alter dieses Sturzereignisses besprochen.
6. Hagau – Aufschluss Brunnenbohrung im römerzeitlichen Bergsturzareal (Karte Punkt 1)
Bei der Lokalität der Brunnenbohrung Hagau 2 wird der ehemalige Aufschluss der Baugrube anhand eines Posters demonstriert. Hier war die erste Radiokarbondatierung des römerzeitlichen Bergsturzes möglich. Ein kurzer Abstecher zum Inn ermöglicht einen Blick auf die Reichweite und den Stauraum des Bergsturzes auf der Inntalsole.
7. Münster – Überblick
Unweit der Kirche von Münster ermöglicht der Standpunkt einen Überblick über die Bergsturzbarriere und den Stauraum im Inntal sowie auf die erosiv eingetiefte heutige Auenstufe. Die Sedi-
mentprofile und Datierungen aus den Hausbaugruben bei Asten werden in Posterform gezeigt. Die kulturhistorischen Folgen des Bergsturzes können hier gut angesprochen werden.

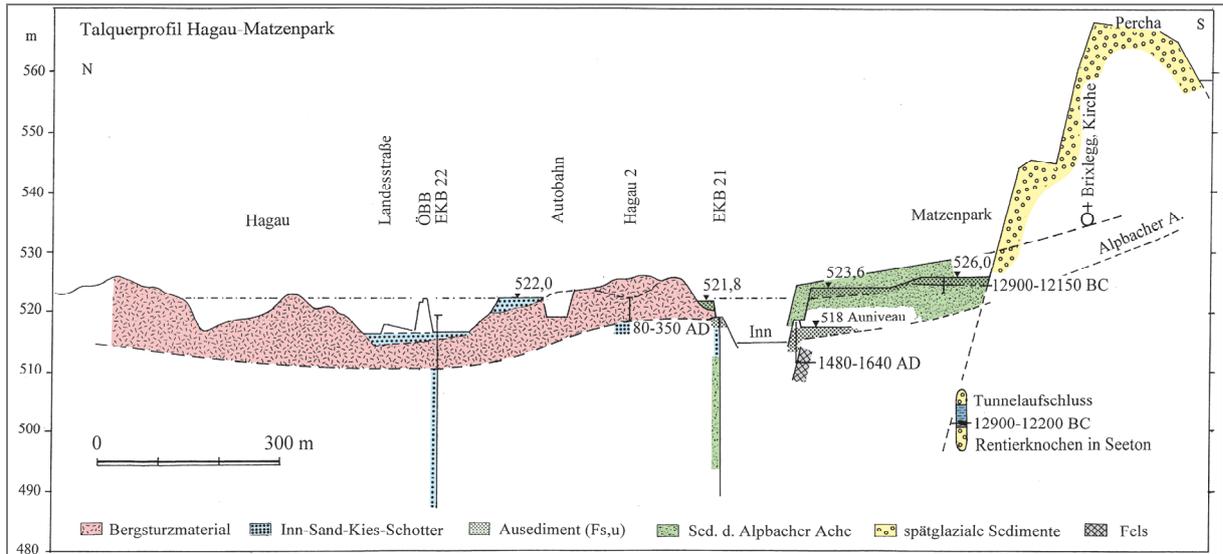


Abb. 2: Der Bergsturz im Inntalquerprofil zwischen Hagau und Matzenpark.

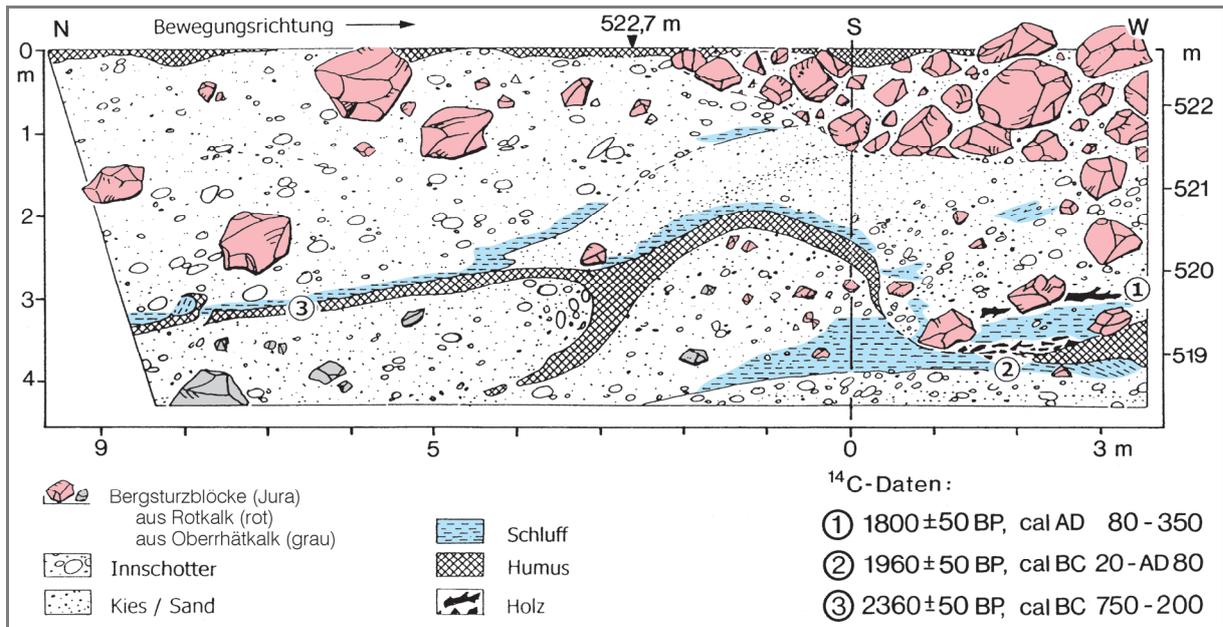


Abb. 3: Das Aufschlussprofil bei der Brunnenbohrung Hagau 2.

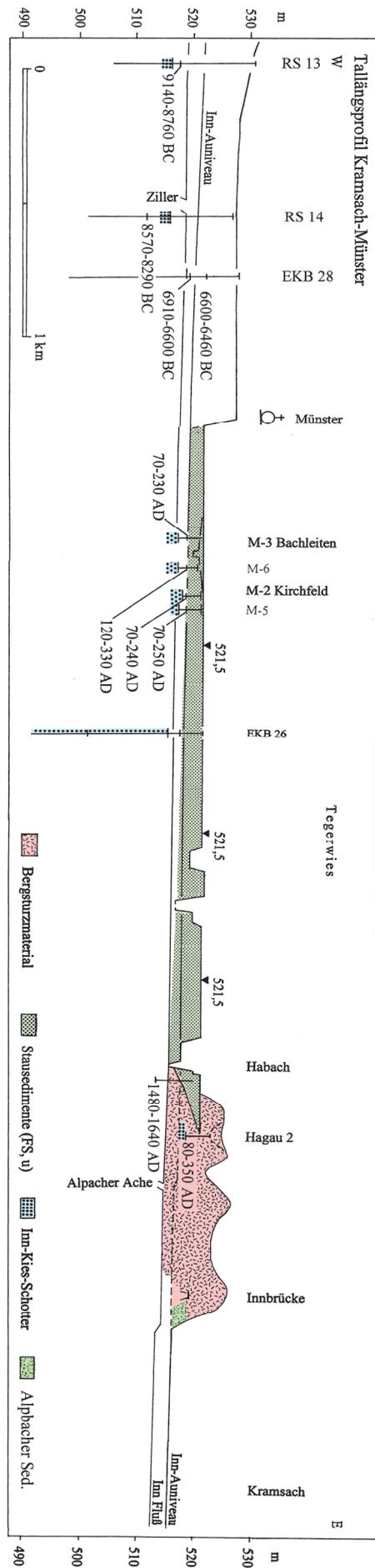


Abb. 4: Inntal-Längsprofil mit Bergsturz und Stauraum zwischen Münster und Kramsach.

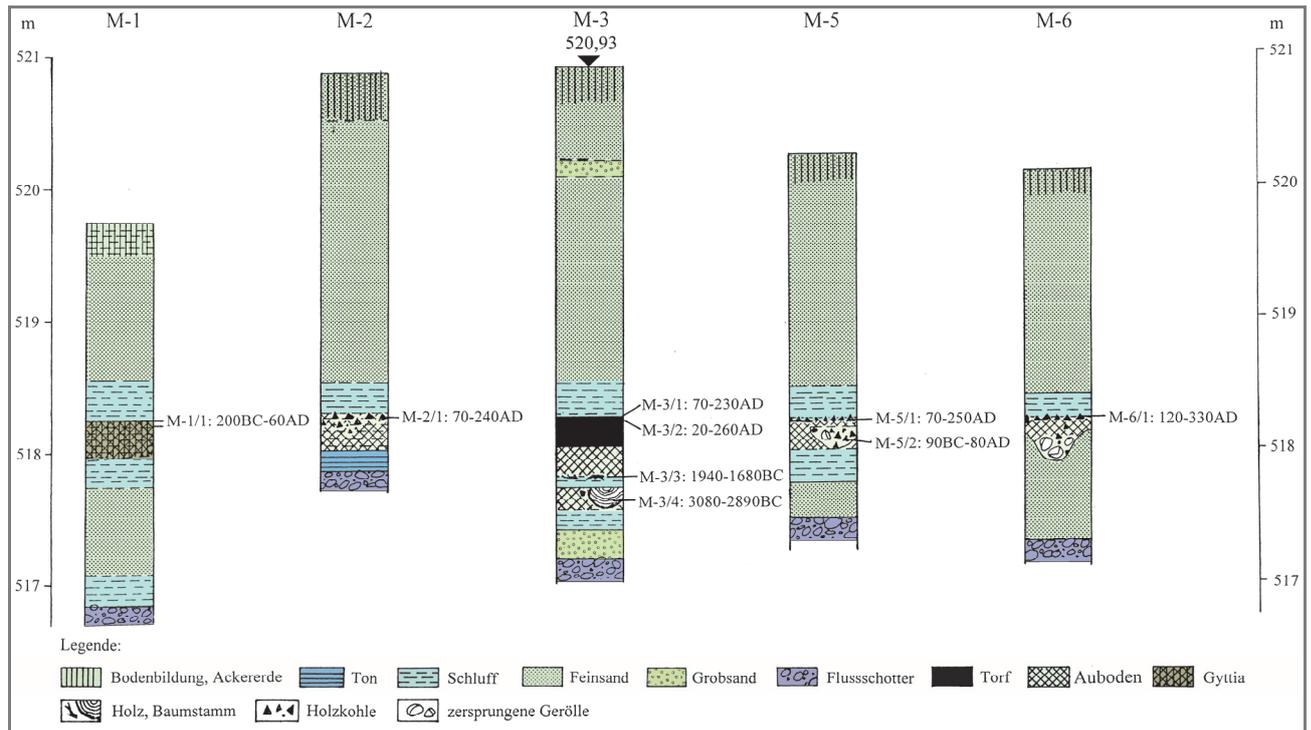


Abb. 5: Sedimentprofile von Hausbaugruben zwischen Münster und Asten.

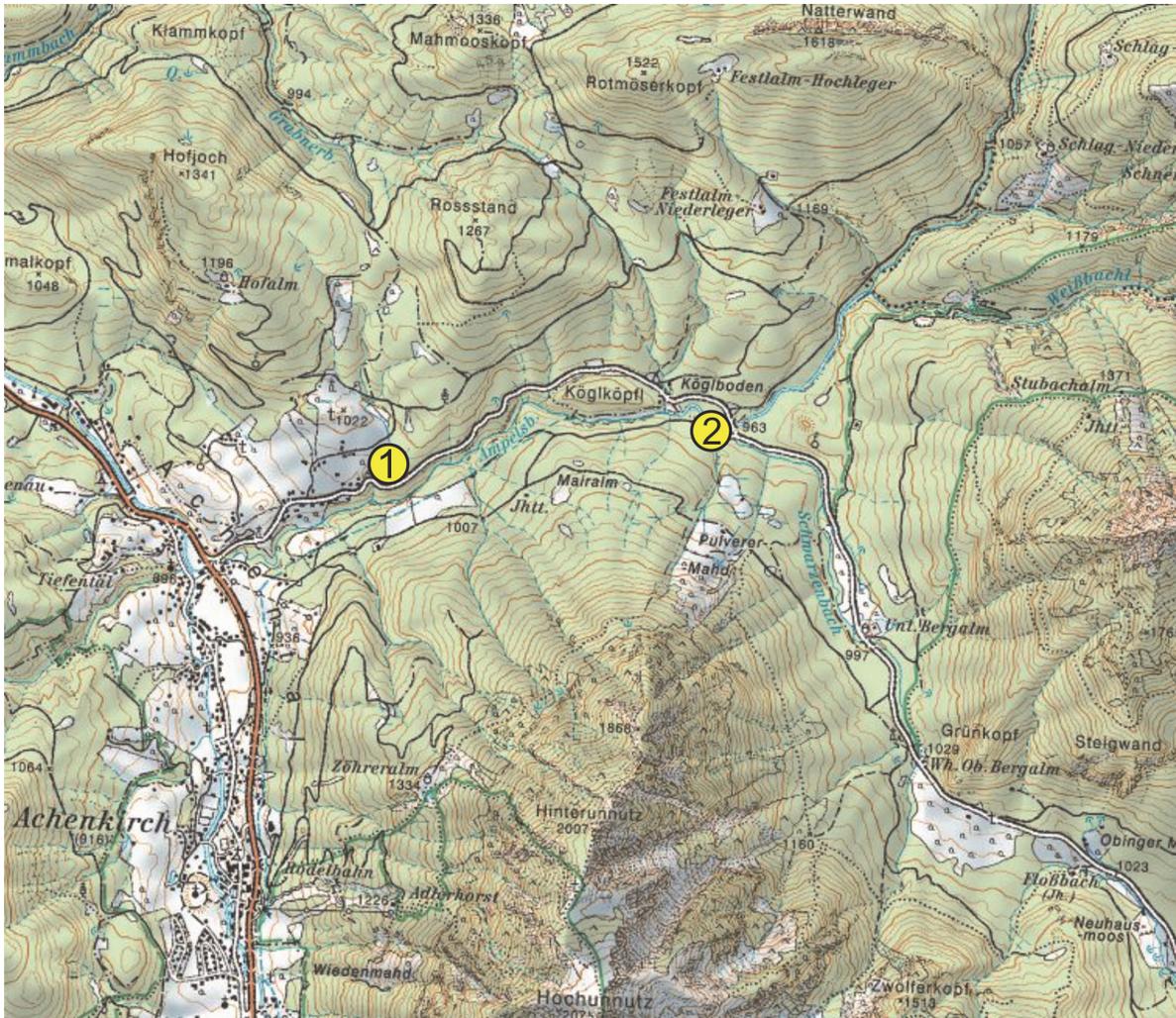
Literatur

SCHEIBER, W. (1950): Der Pletzach-Bergsturz bei Kramsach. – Schlernschriften, 65, 63–76.

PATZELT, G. (2011): Die Bergstürze vom Pletzackogel, Kramsach (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., Wien (in Druck).

Exkursion E3 – Achenal – Bächental Donnerstag, 22. 09. 2011

Führung: R. BRANDNER, M. LOTTER, A. GRUBER und H. ORTNER



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

Thema: Vom „Bächentaler Becken zur Achenalcher Schubmasse“.

Problematik Achenalcher Querstruktur zwischen der E-W-streichenden Karwendel- und Thiersee-Synklinale, eine Folge der jurassischen und kretazischen Beckenbildung?

- 1. Stopp:**
 - Leithen nördlich Achenkirch: Geologischer Überblick; NW-gerichtete versus N-gerichtete Einengung – die Geometrie der Guffert-Unnutz-Falten- und Überschiebungsstruktur.
 - Jurastratigraphie entlang der Straße nach Steinberg am Rofan (Kössen-Fm. bis Ammergau-Fm.).
- 2. Stopp:** Ampelsbach/Kögelboden: Basisüberschiebung der „Achenalcher Schubmasse“ auf Schrambach-Schichten (Schersinngefüge).

Fahrt über Achenwald, Rotwandalm ins Bächental.

Fahrt von Achenkirch in Richtung Steinberg am Rofan bis zum Ortsteil Leithen zu

Stopp I

Leithen, Panoramablick auf Achental und Unnutz-Guffert-Massive. Einführung in den geologisch-strukturellen Bau von ÖK 88, im Speziellen der Achentaler Schubmasse und der Achentaler Überschiebung. Standort in der Liegendscholle der Überschiebung.

Die großen Überschiebungen und Großfalten der westlichen Nördlichen Kalkalpen streichen im Wesentlichen ENE–WSW bis NE–SW (z.B. Lechtaler Alpen). Die Thiersee- und Karwendel-Synklinale bilden hier eine Ausnahme, da diese beiden Synklinale fast genau in E–W-Richtung verlaufen. Im Bereich des Achentales liegt zwischen den beiden Synklinale die sog. „Achentaler Querstruktur“ (AMPFERER, 1903), eine der komplexesten und viel diskutierten tektonischen Strukturen in der Lechtal-Decke (verschiedene Ansichten siehe Beitrag Ortner & Gruber, dieser Band).

Strukturelles Kernelement ist die großteils aus lagunärem Wettersteinkalk aufgebaute **Achentaler Schubmasse** (Begriffsprägung durch QUENSTEDT, 1933), die auf der **Achentaler Überschiebung** liegt. Letztere verschwindet nach Westen in der Karwendel-Synklinale und reicht im Osten in die Thiersee-Synklinale hinein (Abb. 1; siehe auch Abb. 1 im Beitrag Ortner & Gruber, dieser Band). In beiden Synklinale nimmt die Überschiebungswerte rasch ab bzw. die Überschiebung ist nicht mehr nachweisbar. Die Achentaler Überschiebung fungiert deswegen als Transferzone zwischen zwei Synklinale. Die Antiklinale im Hangenden der Überschiebung ändern ihre Orientierung im Streichen von etwa E–W am Guffert (2194 m) im Osten (Guffert-Antiklinale, s. unten) auf etwa N–S am Unnutz (2078 m, Unnutz-Antiklinale, s. unten) und der Seekarspitze (2053 m) im Westen, bevor die Struktur an der Seebergspitze (2085 m) mit einer steilachsigen Synklinale wieder in E–W-Richtung umbiegt.

An der **Achentaler Überschiebung** werden triassische Gesteine (Wettersteinkalk bis Hauptdolomit) auf unterkretazische Gesteine (Ammergau- und Schrambach-Fm.) überschoben. Im NE läuft die Achentaler Überschiebung in den Kern der Thiersee-Synklinale hinein und verliert sich westlich der Natterwand in der Schrambach-Fm.

Der Abschnitt der Achentaler Überschiebung zwischen Natterwand (1618 m) im NE und Christlumpkopf (1758 m) im SW trennt überkippten Hauptdolomit des Liegendschenkels der Unnutz-Antiklinale (Hangendblock) von Ammergau- und Schrambach-Fm. des Liegendblocks. Dieser ist zwischen Rotmöserskopf und Hochplatte und im Unterautal in weit nach SE ausgreifenden Halbfenster freigelegt. Über Details des Westendes der Überschiebung siehe Ortner & Gruber, dieser Band.

Die Achentaler Überschiebung ist zumeist planar, nur im Hangenden der Hofjoch- und Roßstand-Antiklinale und der Klammbach-Synklinale (nördlich von Leithen) ist die Überschiebung mitgefaltet (siehe Abb. 2, 3 Profil B-B'). Der Hangendblock der Achentaler Überschiebung besteht aus den großen Faltenstrukturen der Guffert- und der Unnutz-Antiklinale.

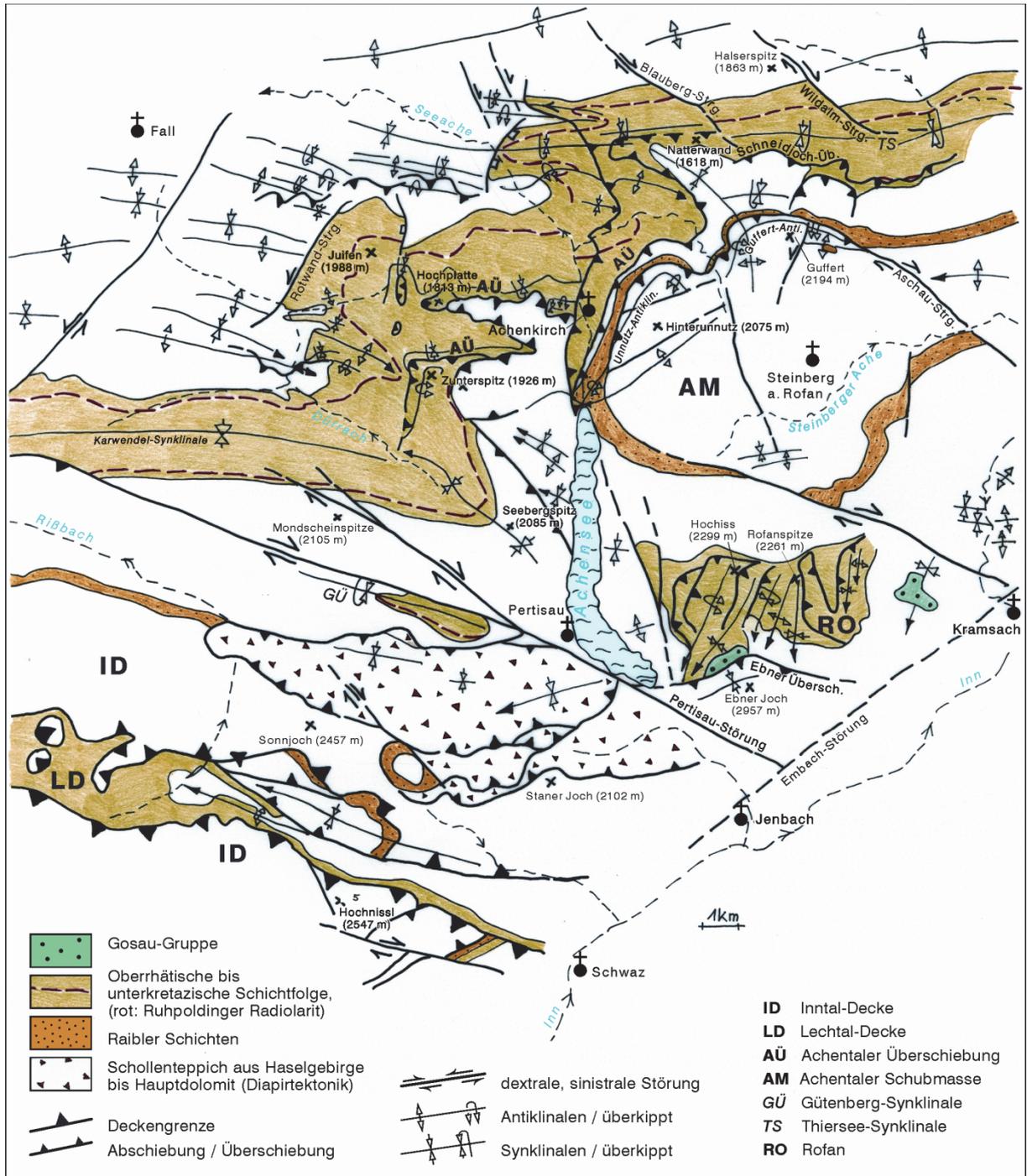


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte 1:200.000 des Achenseeraumes, mit Lage und Verlauf der Karwendel- und Thiersee-Synklinale und der Achentaler Schubmasse, stark verändert nach EISBACHER & BRANDNER (1996).

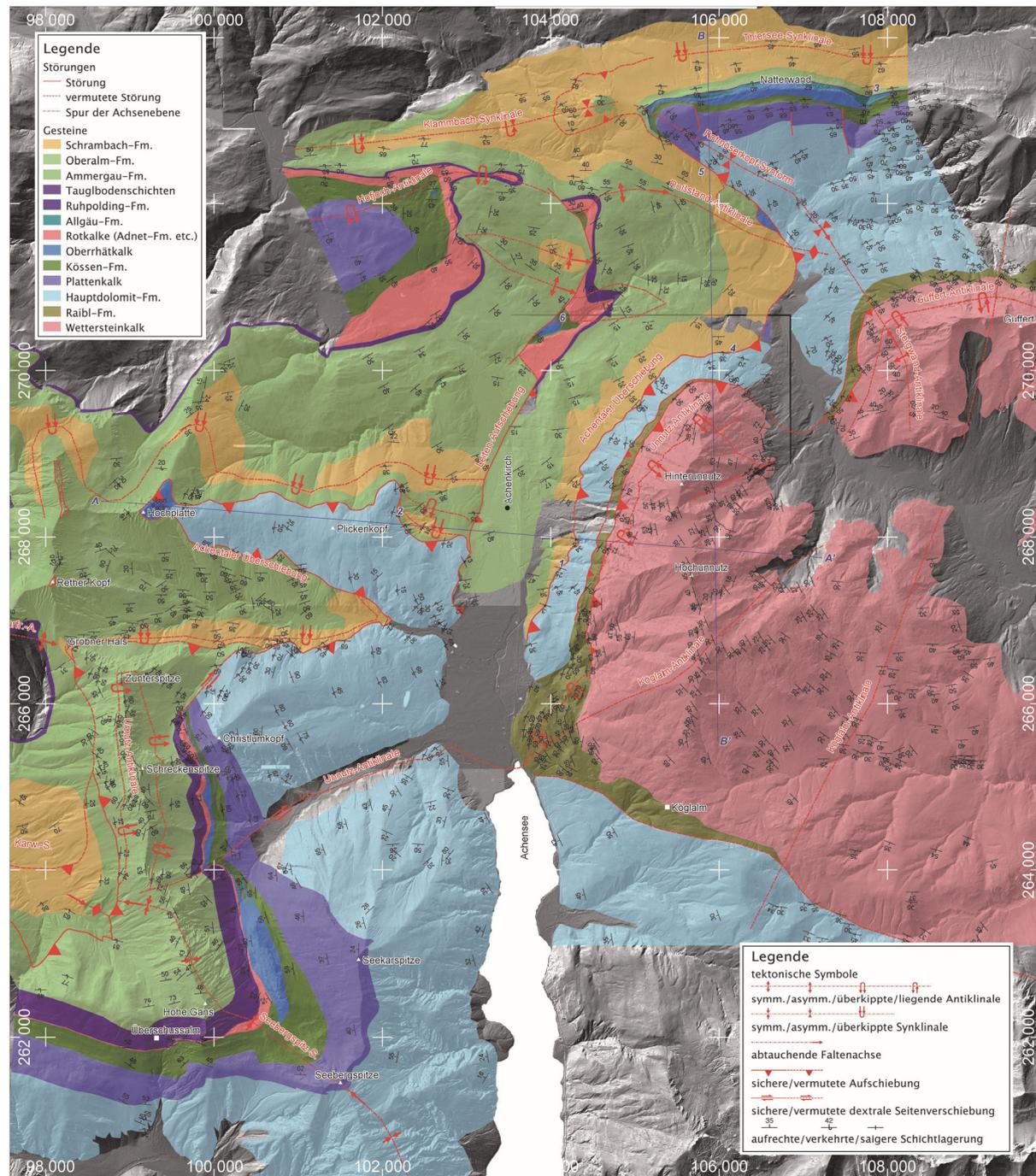


Abb. 2: Tektonische Karte des Übergangsbereiches Karwendel-Thiersee-Synklinale mit Bezeichnung der wichtigsten Strukturen, dem Verlauf von Überschiebungen und Lateralstörungen und der Spur der Faltenachsen (-ebenen), aus Ortner & Gruber, dieser Band.

Die **Guffert-Antiklinale** (von Leithen Blickrichtung Osten) liegt am Ostende der Achentaler Querstruktur, die Achsenebene ist südfallend, der Großteil des Wettersteinkalkes südlich des Gufferts liegt damit im Hangendschenkel der Antiklinale. Das Scharnier liegt in der Nordwand des Guffert knapp oberhalb der invers liegenden Raibler Schichten (bewaldeter Wandfuß). Die Faltenachse der Guffert-Antiklinale ist am Guffert subhorizontal ESE-streichend und dreht sich gegen W ohne scharfen Knick immer weiter in Richtung NE (siehe Abb. 2 und 4).

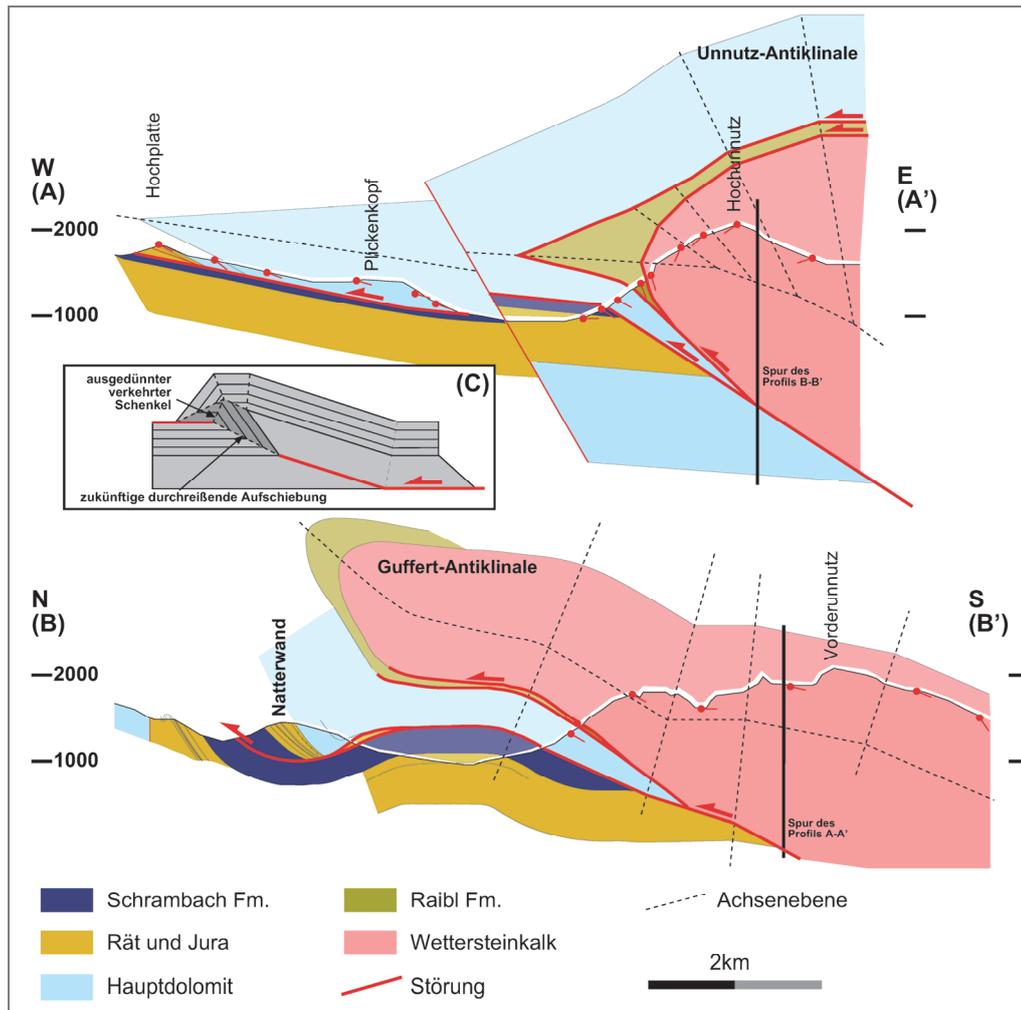


Abb. 3: Profile durch die Achenkircher Schubmasse, verändert nach ORTNER (2003), in Ortner & Gruber, dieser Band.

Die **Unnütz-Antiklinale** (von Leithen Blickrichtung Südosten) baut das gesamte Unnützmassiv auf. Von Norden ist sie anhand der durch Latschenbewuchs nachgezeichneten Wettersteinlagunenkalk-Bänke deutlich als liegende Falte mit scheinbar E-, laut Datenauswertung SE-fallender Achsenenebene zu sehen (Abb. 5).

Im verkehrten Liegendschenkel der Unnütz-Antiklinale sind die tektonisch begrenzten Raibler Schichten nach SE Richtung Steinberg keilförmig zugeschnitten. An diesen wird auch die Achsenenebene der Unnütz-Antiklinale abgeschnitten, sie taucht ca. 1 km weiter südlich am Nordende des Achensees in den Raibler Schichten wieder auf und bildet dort ein enges, nach SW zum Nordende des Sees hin abtauchendes Scharnier (siehe Abb. 2 und geol. Kte, Beilage I dieser Band). Die Eintiefung des Achensees hängt daher möglicherweise mit der Verbreitung der Raibler Schichten zusammen.

Auf Höhe von Achenkirch zeigt die Unnütz-Antiklinale bis weit nach W zur Hochplatte (von Leithen Blickrichtung SW) einen durchwegs überkippten Schenkel aus Hauptdolomit, fast parallel zur Überschiebungsfläche. Dies wird von ORTNER (2003) mit einer *fault-propagation fold* mit lagenparalleler Scherung und Ablösung von dicken kompetenten Lagen (Hauptdolomit über Raibler Schichten) vom Faltenkern aus Wettersteinkalk erklärt (s. Abb. 3, Profil A-A).



Abb. 4: Blick von oberhalb Leithen nach Osten auf das Westende des Guffert. Deutlich erkennbar ist das Scharnier der Guffert-Antiklinale (über dem Steilabbruch im unteren Drittel der Nordwand), knapp über dem Geländeknick zu den invers liegenden Raibler Schichten. Verfolgt man den Gratverlauf des Guffert, erkennt man deutlich das Umbiegen der Wettersteinkalkbänke von fast söhlicher Lagerung am Hauptgipfel zu steilem N- bis NW- bis WNW-Fallen am Westende (entspricht dem Umbiegen des Streichens der Achsenebene der Guffert-Antiklinale von E–W (hinten) auf NNE–SSW im Vordergrund).

Der Liegendblock der Achantaler Überschiebung

Die Ammergau-Fm. oder Schrambach-Fm. im Liegenden der Achantaler Überschiebung sind in enge bis isoklinale, teils extrem zerscherte Falten gelegt, deren Achsenebenen etwas steiler als die Überschiebungsfläche nach Süden einfallen (vgl. Stopp 2).

Nördlich des Ampelsbaches sind im Liegendblock große, nach Norden überkippte Antiklinalen und Synklinalen (Klambach-Synklinale, Hofjoch- und Roßstand-Antiklinale, s. Abb. 2) ausgebildet. Die liegenden Falten N' Achenkirch und die Falten direkt unter der Achantaler Überschiebung weisen ostfallende Faltenachsen und südfallende Achsenebenen auf. Zum Rand der Schubmasse hin tauchen die Achsen stärker nach SE ab.

Die am Exkursionsstandort nach NNE streichende, parallel zur Achantaler Überschiebung verlaufende Leiten-Aufschiebung trennt die Hofjoch- von der Roßstand-Antiklinale und ist um diese herum gefaltet, laut SAUSGRUBER (1994) setzt sie sich nach NW als Transferstörung in der sinistralen Reitstein-Störung fort (siehe geol. Karte, Beilage 1, dieser Band).

Bzgl. zeitlicher Abfolge der Deformationen wird auf den Beitrag Ortner & Gruber in diesem Band verwiesen.



Abb. 5: Die große liegende Unnütz-Antiklinale unterhalb des Hinterunnütz (2007 m), von N aus der Gegend der Festlalm betrachtet.

Die folgende Wanderung entlang der Straße in Richtung Steinberg erschließt eine fast ungestörte oberrhätisch bis oberjurassische Schichtfolge, die durchwegs in Becken- und Hangfazies entwickelt ist. Dieses Profil wurde bereits von QUENSTEDT (1951b) (siehe auch JAKSCH, 2003) beschrieben und wird hier nach den Aufnahmen von SAUSGRUBER (1994, Profil Leiten) wiedergegeben (Abb. 6). Die Gesamtabfolge vom Top der Kössen-Fm. bis zum Top der Ruhpolding-Fm. ist 110 m mächtig. Das Straßenprofil wurde mit Aufschlüssen entlang des parallel unterhalb laufenden Ampelsbaches ergänzt. Die Abfolge in der Hangendscholle der Leithen-Aufschiebung beginnt über Kalken und Mergeln der Kössen-Fm. und einer Aufschlusslücke (Tiefengraben-SbFm.) mit sandigen Mergeln und Kalken (ca. 6 m), die der Breitenberg-SbFm (Kendlbach-Fm.) zuordenbar sind (vgl. Stopp 4). Hierauf folgen eine Rotkalkscholle und Rotkalkbrekzien und anschließend einige Meter knollige Rotkalle (hellrote Biomikrite) vom Typ Adnet-Fm. Im Niveau der Brekzien findet sich im angrenzenden Ampelsbach ein Hartgrund mit *Schlotheimia marmorea*. Die Brekzienbildung und die Rotkalksedimentation zeigen eine merkliche (tektonische) Absenkung des Ablagerungsraumes zu einer Tiefschwellenfazies (oberer Hang) an.

Die über den Rotkalken einsetzenden bräunlichen, welligen bis knolligen Spiculite mit typischen Kieselknauern und Zwischenlagen von Mergeln sind der Scheibelberg-Fm. zuzuordnen. Dies bedeutet einen Übergang von der oberen in die tiefere Hangfazies. Über den Scheibelbergkalken stellen sich, etwa 10 m mächtig, bioturbate, Schwammnadel führende, dunkelgraue Kalke und Mergelschiefer ein, die häufig die pelagische Muschel *Posidonia sp.* und Radiolarien führen. Diese Lithotypen entsprechen den Mittleren Allgäu Schichten bzw. den Bächentaler Bitumenmergeln. Sie sind Ausdruck des anoxic event im Toarcium, in dem es in abgeschnürten Becken häufig zur Bildung von Faulschlammsedimenten wie den Bächentaler Bitumenmergeln (Bächentaler Becken) kam (s. Stopp 8). Über den dunklen Mergeln folgen rote Mergel- und Mergelkalke. Sie zeigen den erneuten Umschwung zu oxischen Verhältnissen an. Zum Vergleich wurden in dieser Zeit im wenige km weiter westlich gelegenen Juifen (s. Stopp 4) mächtige Resedimente ins Becken geschüttet, wo diese mit Allgäu Schichten verzahnen. Im Gegensatz dazu sind im wenige km nordöstlich liegenden Profil des oberen Ampelsbaches aus dem Großteil des Unterjura kaum Sedimente überliefert und durch einen Omissionshorizont und geringmächtige Rotkalle über verkarstem Oberrhätkalk (Hochzone) geprägt.

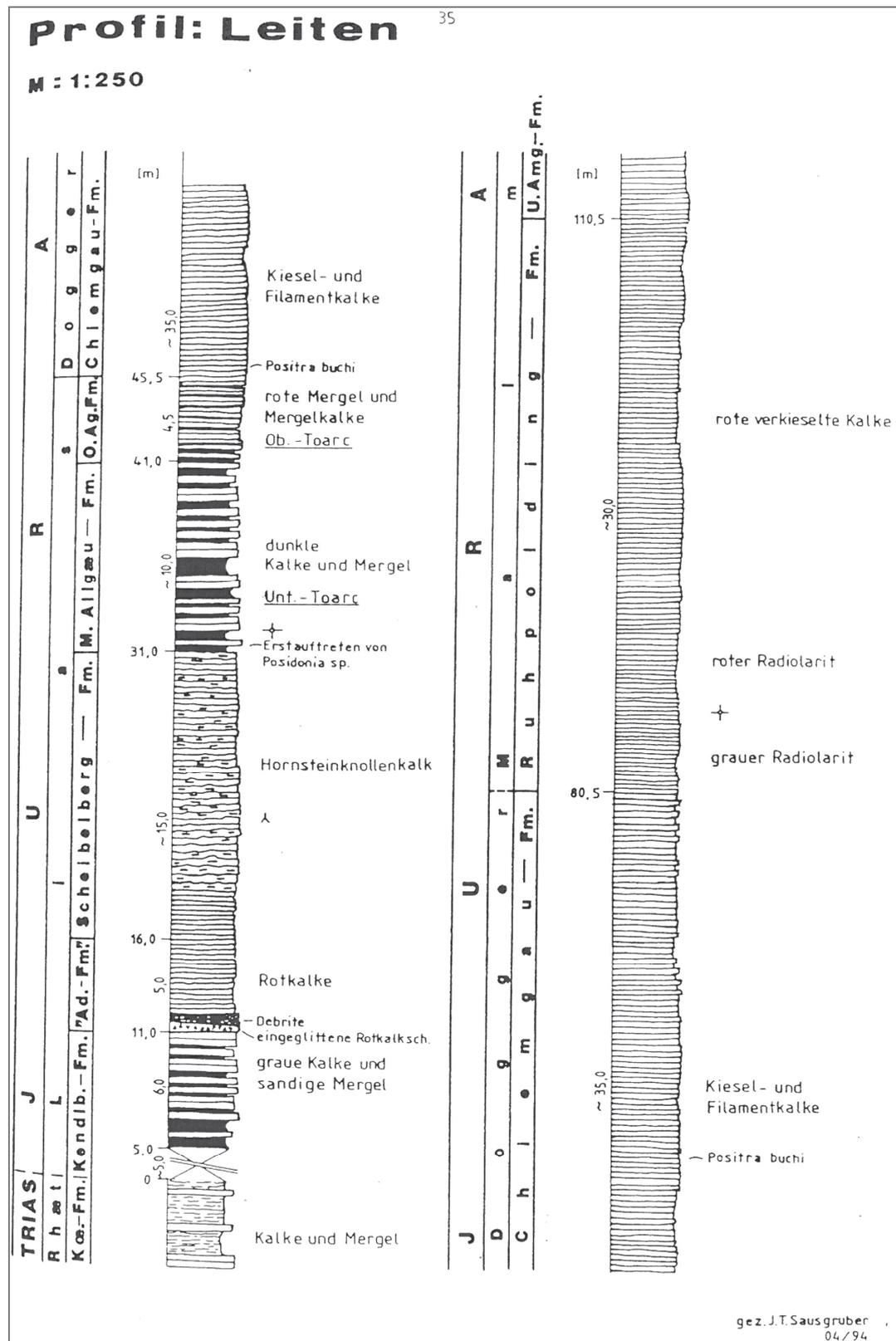


Abb. 6: Profil Leithen beim Ampelsbach (SAUSGRUBER, 1994).

In der Folge stellt sich mit dünnbankigen und wellig geschichteten, hellgrauen, dichten, stark kieseli- gen Kalken mit Hornsteinknauern und dünnen Mergelzwischenlagen erneut eine den Scheibelbergkal- ken sehr ähnliche Hangfazies ein, die als Chiemgau-Fm. zu bezeichnen ist (Obere Allgäu Schichten). Typisch hierfür ist auch das massenhafte Vorkommen von Schalenresten der Muschel *Bositra buchi*

RÖMER. Andernorts (Klammbach) werden die Chiemgauer Kieselkalke durch rote Filamentkalke (Reitmauer-Fm. in SAUSGRUBER, 1994) vertreten. Aus der Chiemgau-Fm. entwickeln sich allmählich graue, dann rote Radiolarite und radiolarienführende Kalke heraus, die immerhin 30 m mächtig werden. In der Umgebung der Gufferthütte (Nordschenkel der Thiersee-Synklinale) sind hingegen nur 1 bis 3 m Radiolarit überliefert.

Hellgrau-beige, sehr dichte, bioturbate, plattige Radiolarienmikrite stehen am Beginn der pelagischen Sedimentation im Oberjura: die Ammergau-Fm. (Unt. Ammergau-Fm. bei SAUSGRUBER, 1994). Sie bildet die Hintergrundsedimentation für die nun folgenden mächtigen Einschaltungen von turbiditisch geschütteten Kalken (Calziturbiditen, FU-Sequenzen), die aus ruditischem bis silitischem Flachwasserschutt zusammengesetzt sind, der von einer produzierenden Plattform im SE (E' des Rofan) nach NW in das Ammergauer Becken geschüttet wurde (vgl. Exkursion E2a, dieser Band). In diesem Abschnitt des Ampelsbaches werden die Schüttungen besonders mächtig. Sie keilen E' der Gufferthütte rasch aus. Diesen Schuttkalken, die wegen ihrer Porosität auch große Kieselknuern aufweisen, sind immer wieder dichte, dünnplattige Radiolarienmikrite (Hintergrundsedimentation) zwischengeschaltet. In der geologischen Literatur werden dafür die Bezeichnungen Barmsteinkalke (wie in der vorliegenden Karte) für grobklastische (proximale) und Oberalmer Schichten (in SAUSGRUBER, 1994), für feinklastische (distale) Schuttkalke verwendet (s. auch Brandner & Gruber, Exkursion E2a, dieser Band und GAWLICK et al., 2009). Über den Schuttkalken folgen wiederum Ammergauer Schichten.

Weiterfahrt auf der Steinberger Straße bis zum Abzweig Gufferthütte.

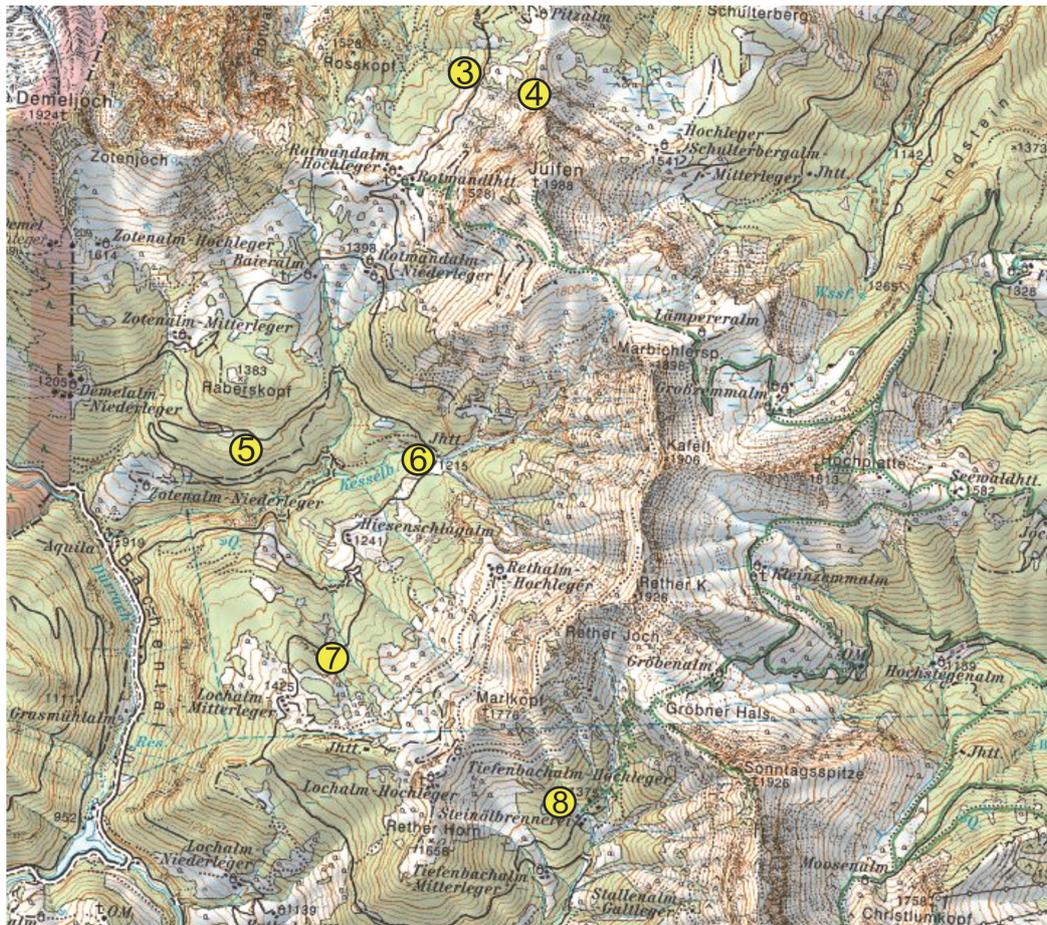
Stopp 2: Abzweig zur Gufferthütte, Brücke der Steinberger Ache

Anhand von Schersinnkriterien (Faserkristallisate) erkennt man in der Schrambach-Fm. eine Top-nach-NW-Überschiebung der Achentaler Schubmasse.

Geologischer Rundblick.

Literatur

- AMPFERER, O. (1903): Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 1903, S. 169, Wien.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – Ecl. Geol. Helv., 89, 553–571, 4 Figs., 2 Taf., Basel.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, I., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSZTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – Journal of Alpine Geology, 50, 1–152, Wien.
- JAKSCH, K. (2003): Werner Quenstedt und sein Achentaler Ampelsbachprofil (Tirol) mit einem Beitrag zur frühen Lamellaptychenentwicklung. – Jb. Geol. B.-A., 143/1, 45–55.
- ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 94, 63–77, Wien.
- QUENSTEDT, W. (1933): Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 85, 459–461, Hannover.
- QUENSTEDT, W. (1951a): Geologische Exkursion in das Achentalegebiet (Tirol) am 9. und 10. September 1950. – Geologica bavarica, 6, 55–64, München.
- QUENSTEDT, W. (1951b): Geologisch-paläontologische Monographie des achentales (Tirol). Teil I: Tabula stratigraphica (geohistorica) Mesozoici Achentalis (Tirolis). – Biotropia, 1, 12 S., Innsbruck (Felizian Rauch).
- SAUSGRUBER, TH. (1994): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Innsbruck, 133 S., 53 Figs., Innsbruck.



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

- 3. Stopp:** Gravitative Massenbewegungen in der Kössen-Formation und in quartären Ablagerungen zwischen Pitzalm und Rotwandalm;
- 4. Stopp:** Jüfen-Nordgrat: Trias-Jura-Grenze; Jurassische gravitative Massenbewegungen am Rand des Bächtentaler Beckens.
- 5. Stopp:** Raberskopf-Südseite: Überblick über die Massenbewegungen auf der Südseite des Kesselbachs.
- 6. Stopp:** Kesselbach: Komplexe tiefgründige Massenbewegung Hiesenschölagalm – Kesselbach mit Einblicken in Abriss- und Ablagerungszonen und in basale Gleitbahn.
- 7. Stopp:** Stopp: Aktive Massenbewegungen und Geschiebepotential (Kössen-Fm., Verwitterungsschutt, Moräne) am Fahrweg zwischen Hiesenschölagalm und Lochalalm-Mitterleger.
- 8. Stopp:** Bächtentaler Ölschieferabbau: Bächtentaler Bitumenmergel, lokale eingeschränkte Beckenentwicklung des Tethys-verbreiteten ozeanischen anoxischen Events im Toarcium.

Rückfahrt über Bächtental und Fall nach Achenkirch.

Exkursionsdauer: 8:00–19:00, Busexkursion mit kurzen Wanderungen.

3. Stopp: Massenbewegungen entlang der Rotwandalmstraße zwischen Abzweigung Pitzalm und Rotwandalm-Hochleger

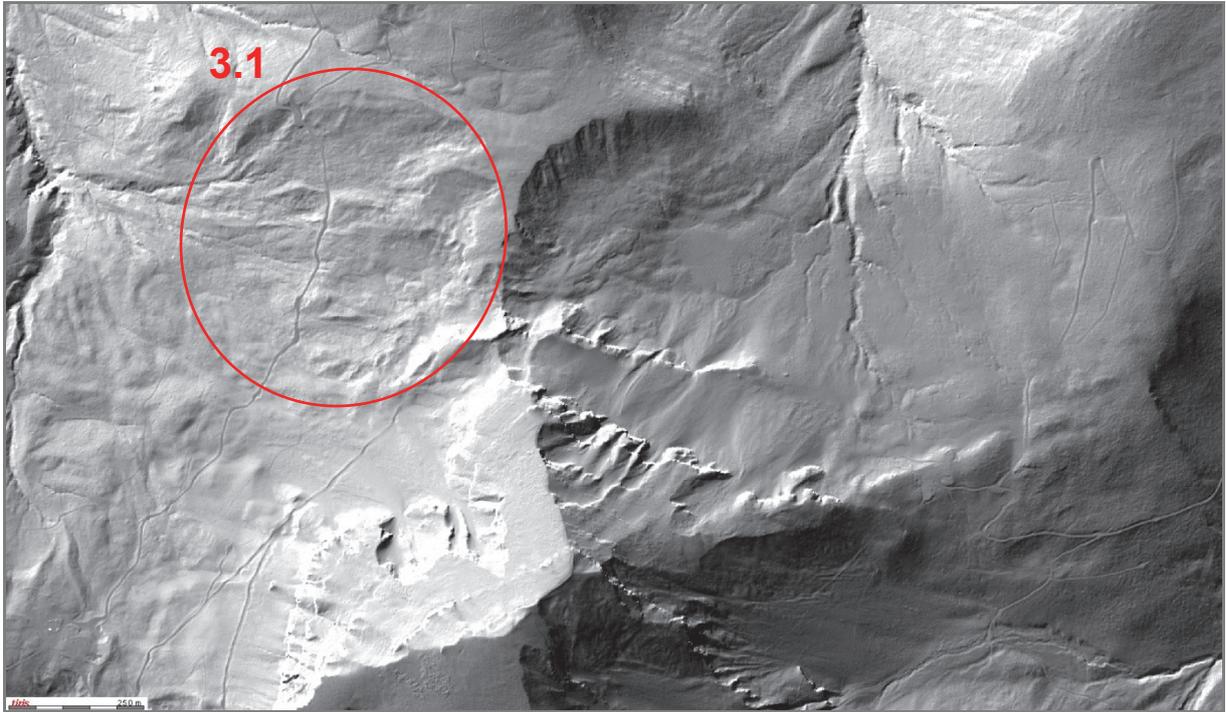


Abb. 7: Bereich Juifen-Nordgrat – Pitzalm (Laserscanning Tirol, © Land Tirol).

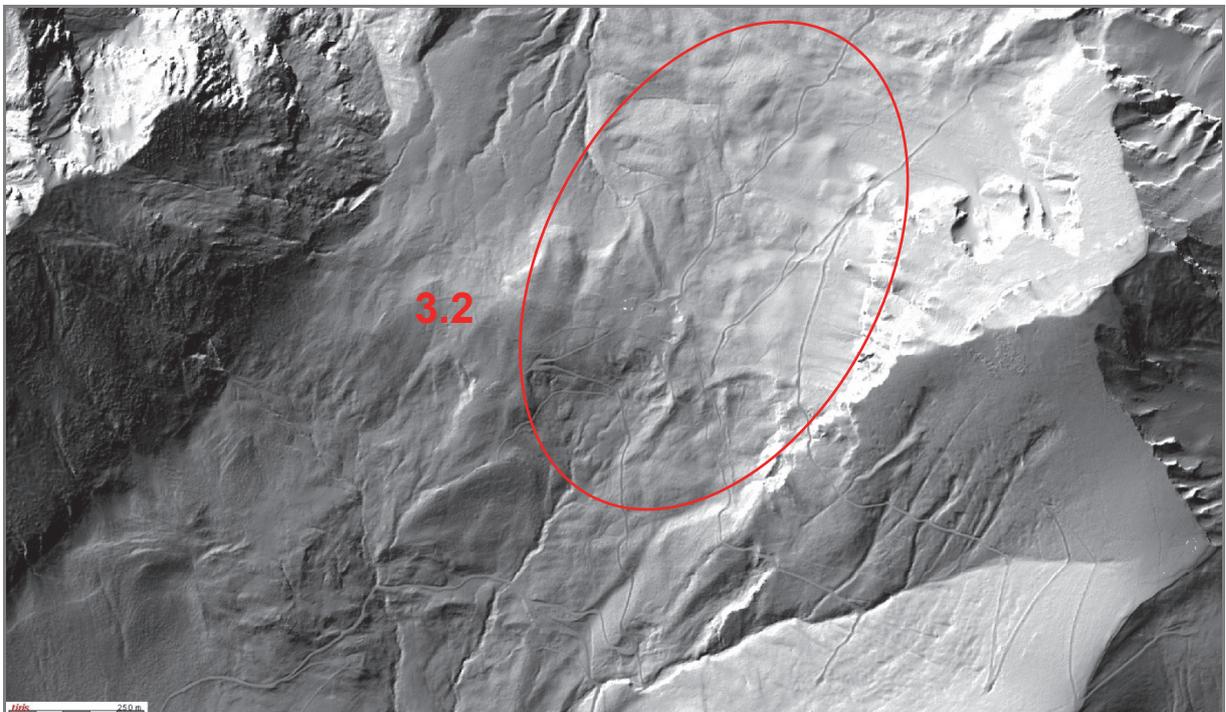


Abb. 8: Bereich Rotwandalm-Hochleger (Laserscanning Tirol, © Land Tirol).

Die Wanderung beginnt in einem rezent aktiven Abschnitt eines größeren Rutschungsareals. Bezogen auf die relativ große Fläche des betroffenen Bereichs sind die Prozesse vermutlich nicht allzu tiefgreifend. Sie beginnen mit deutlichen Abrissen knapp unterhalb des Juifen-Nordgrats, bei hangabwärts bis vermutlich etwas unterhalb des Fahrweges zunehmender Mächtigkeit. Ca. 200–250 m unterhalb des Fahrweges laufen die Rutschprozesse seicht im Hang über stabilisierenden Plattenkalken aus.

Nach ca. 150 Metern Wegverlauf Richtung Norden erreicht man einen kleinen, E-W-streichenden, relativ stabilen Rücken aus im Verband befindlichen Kössener Schichten. Ca. mittelsteil S-fallend und durch die Wegböschung senkrecht zum Streichen aufgeschlossen, geben sie einen Einblick in die für die Massenbewegung ursächliche Lithologie. Die Wegböschung stellt zugleich die Abrisskante einer tiefer greifenden, ca. 20–30 Meter breiten, randlich scharf begrenzten, sehr aktiven (betrunkenen Wald, Wegabsackung, deutliche Hohlform) Teil-Rutschmasse innerhalb der großflächigen Massenbewegungen dar. Hangabwärts endet diese Rutschung noch über der Grenze Plattenkalk/Kössen-Fm. in einer Rinne, die als kanalisierter Auslauf der dortigen Massenbewegungen das Material fluviatil, auch durch Murstöße, zum Pitzbach weitertransportiert.

Im weiteren Wegverlauf durchschreitet man nun eine eher seichte, aber aktive Rutschmasse in der Kössen-Fm. bis zu ihrer deutlichen randlichen Begrenzung im Norden an der Wegabzweigung zur Pitzalm. Die Abrisskante greift östlich oberhalb des Weges bis zum Juifen-Nordgrat hinauf. Hangabwärts nach Westen läuft die Massenbewegung auch in diesem Abschnitt hin zur voranstehend bereits erwähnten Rinne aus. Das stark vernässte Lockermaterial der Rutschmasse (verwitterte, völlig entfestigte Kössener Schichten) ist überwiegend bindig-matrixgestützt und besteht aus dunkelgrauem, rotbraunem, teils ockerfarbenem Ton/Schluff mit eingelagerten „Sand-Kies-Nestern“, Steinen und Blöcken, in hell- bis dunkelgrauer Farbe bis typisch gelb-braun verwitternd. Die erhebliche Aktivität der Massenbewegung zeigt sich u. a. an dem abgesenkten, unruhigen Verlauf des Fahrweges, an frischen Abrissen und Wülsten und am Krummwuchs von Bäumen bis hin zum betrunkenen Wald.

4. Stopp: Stratigraphisches Profil am Fuß des Juifen-Nordkammes (südlich Pitzalm)

Trias-Jura-Grenze, Stratigraphie und Geodynamik am Rand des Bächtentaler Beckens

Die Profilabfolge startet mit der Eiberg-Subformation der oberen **Kössen-Formation**. Dickbankige Kalke mit welligen Schichtoberflächen und Mergelkalke wechsellagern mit schwarzen Mergeln. Die etwa 50 cm dicken Kalkbänke bestehen aus grauen Mudstones bis Wackestones mit verbreitet Schwammnadeln, dünnschaligen Bivalven und Brachiopoden. Die Abfolge ist z. T. im m-Bereich schwach verfault und weist hier einen tektonisch etwas gestörten Übergang zur **Kendlbach-Fm.** auf (siehe Abb. 9). Das ist schade, da es ansonsten mit dem GSSP-Profil am Kuhjoch am Südrand der Karwendel-Synklinale gut vergleichbar ist. Am Hang des kleinen Grabens, gleich unterhalb vom hier bewaldeten Kamm sind über der „T-Bank“ (siehe HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009) noch etwa 10 cm feinschichtige, fossilreiche schwarze Mergelkalke mit dünnschaligen Muscheln und Fischschuppen aufgeschlossen. In diesem Horizont wurde an anderen Stellen mit *Christoceras* der letzte Ammonit der Trias gefunden. Weitere Details, insbesondere Daten zur Biostratigraphie finden sich im Beitrag von Hillebrandt & Kment (dieser Band). Die z. T. anoxischen, schwarzen Mergel entsprechen im Typprofil jenem Abschnitt, in dem der starke negative peak der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Kurve (HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009) auftritt. Zur gleichen Zeit setzt auch das Massensterben am Ende der Trias ein.

Darüber folgen die fein geschichteten roten und ockergelben Tonsteine der **Schattwalder Schichten** an der Basis der Kendlbach-Fm. Der genaue Kontakt müsste aufgegraben werden, deshalb kann auch ihre Mächtigkeit nicht genau angegeben werden, sie dürfte aber wenige Meter nicht überschreiten. Die Tonsteine kleben auf der Zunge, womit smektitische Tonanteile zu vermuten sind. Frühere tonmineralogische Analysen von KOHLER & ZACHER (1982) weisen tatsächlich neben Kaolinit und quellfähigen „Illit“ als Besonderheit auch Corrensit auf, der aufgrund des hohen Mg-Gehaltes auf eine hochsalinare Fazies schließen lassen soll. Eine ähnliche Tonmineralvergesellschaftung sei in der südlichen Keuperfazies gegeben. Weitere Analysen könnten hier noch einen interessanten Beitrag zum globalen Ereignis des Massensterbens leisten. Handelt es sich um eine randmarine Flachstwasserfazies oder um ein salinares Restbecken, das mit dem Gipskeuper am Ende der germanischen Triasfazies

steht? Eine eigenartige, äußerst kurzfristige Meeresspiegelabsenkung (s. a. Rofan-Exkursion) steht zur Diskussion.

Auch die Obergrenze der Schattwalder Schichten ist durch kleine Rutschungen verschüttet, zudem wird hier auch eine unbedeutende Störung vermutet (siehe Profilschnitt). Es folgen die ca. 20–25 m mächtigen schmutziggrauen Tonmergel der **Tiefengraben-SbFm.**, deren undeutliche Feinschichtung nur in der Anwitterung zu erkennen ist. Etwa in der Mitte der Abfolge sind in die ansonsten nur schwach siltigen Tonmergel cm-dicke, feinsandige Kalksandsteine als feinschichtige Strömungsrippellinsen eingeschaltet. Sie sind ein Hinweis auf bodenberührende Strömungsereignisse, also eventuell auf distale Tempestite. Mehrere 10er-Meter Wassertiefe, jedenfalls eine Tiefe unterhalb der normalen Wellenbasis, ist damit anzunehmen. Bioturbationsgefüge wären zu erwarten, sind aber nicht zu erkennen. Leider konnten hier bisher in den grauen Tonmergeln auch keine Fossilien gefunden werden, insbesondere der die Trias-Jura-Grenze definierende *Psiloceras spelae tirolicum* des GSSP-Profiles Kuhjoch wäre natürlich ein Hit.

Am Fuß der Felswand erfolgt der unvermittelt rasche Übergang zu den fossilreichen Kalkbänken der **Breitenberg-SbFm.** („Grauer Liasbasiskalk“). Die dm-dicken Bänke haben wellige Schichtoberflächen und bestehen aus Wackestones bis Packstones, häufig mit Muschelschill und Glaukonit. An der Basis der Bänke sind Muschelpflaster (z. B. *Plagiostoma giganteum*) zu finden. Anfangs sind cm-dicke Zwischenlagen mit etwas feiner körnigen Lithareniten (ebenfalls bioklastischer Detritus mit Glaukonit) eingeschaltet, die sich dann verlieren. In allen Bänken ist nun Bioturbation verbreitet. Der lithologische Wechsel geht einher mit einer deutlichen Zunahme an Fossilresten, ein Hinweis auf die sich rasch bessernden Lebensbedingungen. Allerdings wurden die Schalenreste über Umlagerungsprozesse angereichert und z. T. als Schillkalklagen rasch sedimentiert. Sedimentation im Sturmwellenbereich wäre naheliegend, entsprechend der Dicke der Bänke sogar eher im proximalen Bereich. Eine tiefergehende sedimentologische Analyse zum Problem Wassertiefe steht aber noch aus.

Die Fortsetzung der Schichtfolge bilden gut gebankte, graue und rosafarbene Kalke der **Scheibenberg-Fm.**, die hier durch ihre glatten Schichtoberflächen auffallen. Die Wackestones mit Schwammnadeln und Kieselknauern bilden die Hangfazies der Rotkalk-Tiefschwellenfazies und vermitteln zu den Beckensedimenten der Allgäu-Fm. (vgl. Abb. 10).

Die weitere Abfolge bildet eine Besonderheit des Juifen-Profiles mit bisher kaum beschriebenen Phänomenen der Geodynamik an einem Beckenrand. Der kartierende Geologe stellt zunächst eine Verdoppelung der stratigraphischen Schichtabfolge fest, die jedoch nichts mit einer tektonischen Überschiebung zu tun hat – alle Kontakte sind primär sedimentär.

Wir erkennen hier mehrere **gravitative Massenbewegungen**, bei denen ganze Schichtstapel mehr oder weniger im Schichtverband übereinander gefahren sind. Kössener Kalke überlagern graue Hierlatzkalke der Adnet-Fm. Kössener Kalkbänke sind hier in einer Art Schollenteppich zerglitten (Abb. 12). In ihrem Hangenden lagern deutlich verrutscht, aber noch im Schichtverband, die Mergel der Kendlbach-Fm., die ihrerseits wieder von 2–3 m mächtigen bunten Murschuttkalken (debris flows) der Adnet-Fm. bedeckt sind. Die gesamte Abfolge wird von schwarzen Bächentaler Bitumenmergeln (Sachrang-Fm.) eingesedimentiert. Darüber folgt ungestört die mächtige Abfolge bis zur Ammergau-Fm. im Gipfelbereich des Juifen.

Für das Zustandekommen einer Massenbewegung ist neben den unmittelbar auslösenden Faktoren, wie z. B. Erdbeben, die Prädisposition ausschlaggebend. In unserem Fall kann dies nur eine tektonisch verursachte Reliefbildung am Meeresboden sein. Als stratigraphisch vorgegebene Abscherungshorizonte gelten wassergesättigte Tonmergeleinschaltungen wie die Kössener Mergel, Mergel der Kendlbach-Fm. oder auch die Adneter Knollenkalkmergel. Der gravitative Abscherungsprozess kann aber erst aktiv werden, wenn bei geringfügiger Schrägstellung der Fuß der Abscherungsfläche durch tektonische Abschiebungsvorgänge freigelegt wird. In Abbildung 13 ist das zeitliche und räumliche Zusammenspiel von tektonischen Abschiebungen und gravitativen Massenbewegungen am Meeresboden dargestellt. Die Plombierung durch die Bächentaler Bitumenmergel stellt klar, dass es sich hier um die Entwicklung des Beckenrandes des Bächentaler Beckens im Toarcium handeln muss (siehe Beckenmodell, Abb. 20).

Rotkalk-Debrite, also matrixreiche Breccien, sind im Achenseeraum ein weit verbreiteter Gesteinstyp. Sie bestehen aus hellgrauen, mikritischen Kalkknollen, die in einer roten mergeligen Matrix schwimmen. Ausgangsgestein waren offensichtlich halb verfestigte Adneter Knollenkalkmergel am Meeresboden, die aufgrund ihrer ungünstigen rheologischen Eigenschaften zum Abgleiten neigen (vgl. Abb. 11, 12).

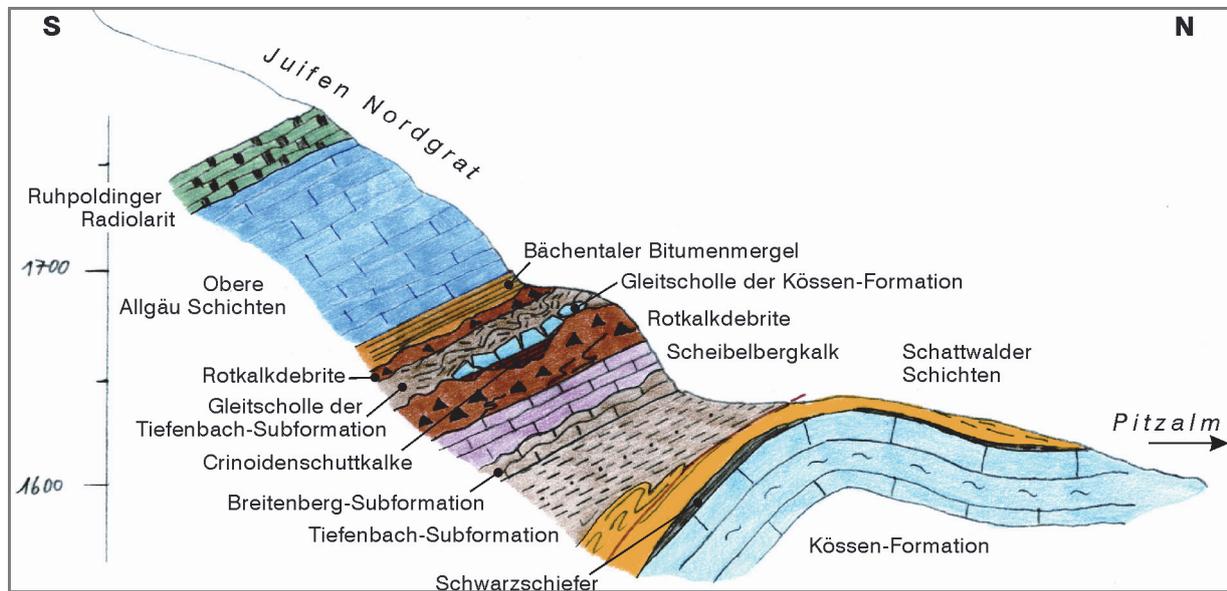


Abb. 9: Profilschnitt entlang dem N-S-streichenden Kamm des Juifen zur Verflachung südlich der Pitzalm.

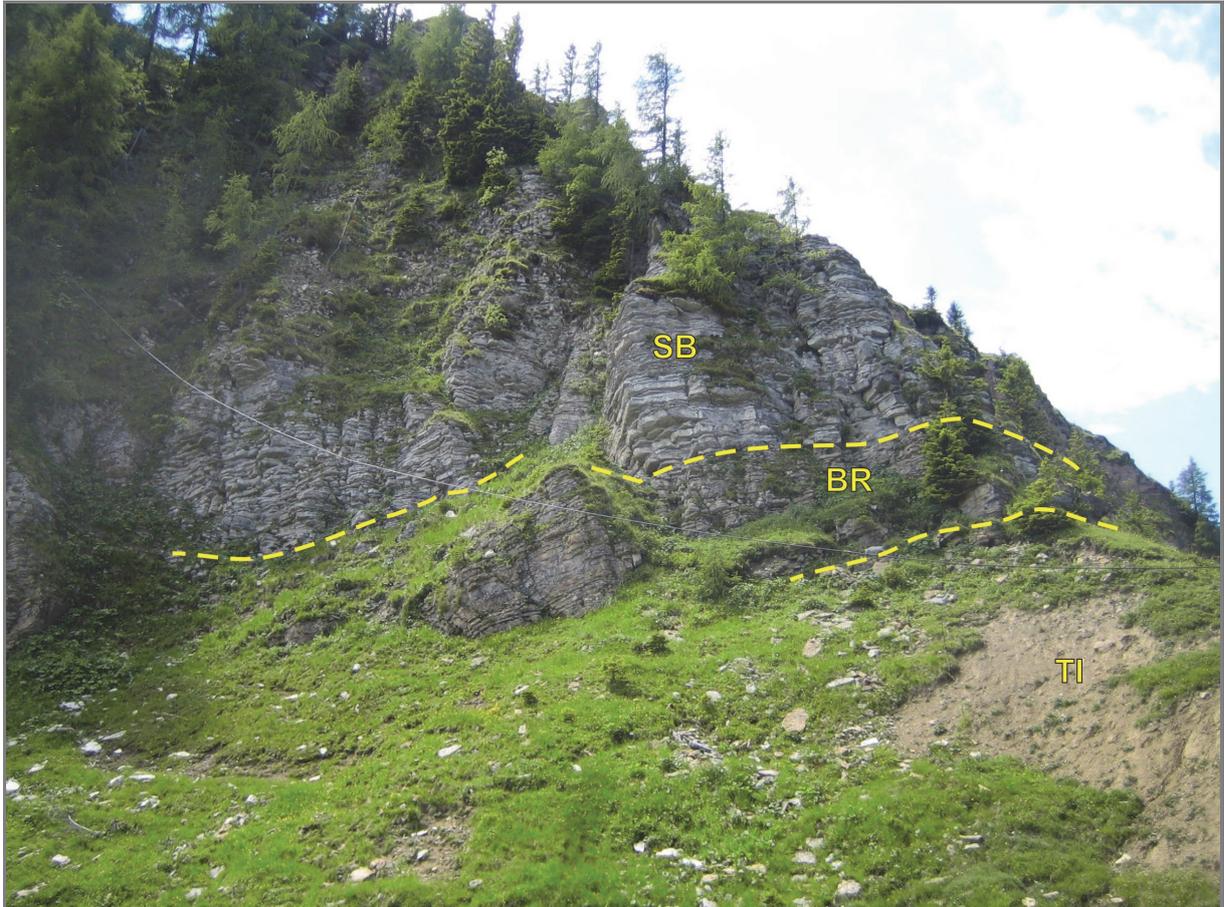


Abb. 10: Profilansicht vom Fuß der Felswand. Im verrutschten Gelände stehen die Mergel der Tiefengraben-SbFm. (TI) an, im unteren Drittel dürfte die Trias/Jura-Grenze verlaufen. Am Fuß der Felswand beginnen unvermittelt die fossilreichen Kalke der Breitenberg-SbFm. (BR).
SB: Scheibelberg-Fm.



Abb. 11: Profilfortsetzung am NW-Hang. Über der Scheibelberg-Fm. (SB) folgen Rotkalkdebrite (AS) mit bis zu m-großen Schollen und Rutschfaltenkomplexen an der Basis. Der Murschuttstrom hatte aufgrund seines hohen Matrixanteiles offensichtlich eine hohe Viskosität, sodass sich an seiner Oberfläche ein starkes Relief bildete. Dieses wurde von grauen, gut geschichteten, z. T. verkieselten Crinoidensandkalken (CS, graue Varietät der Hierlatzkalke) ausgefüllt. Darüber lagert die eingegleitene Kössener Kalkbank (KÖ).



Abb. 12: Profilabfolge im Detail am Top der ersten Steilstufe. Graue, plattige Crinoidenspatkalk (CS) überlagern sedimentär das Relief der Rotkalk-Murschuttbreccie (AS). Ein neuerlicher Eingleitvorgang bringt den in Schollen aufgelösten Schichtstapel von Kössener Kalken (KÖ) und Mergeln der Kendlbach-Fm. (links von Wiese verdeckt) auf die an Ort und Stelle sedimentierten Crinoidenspatkalk.

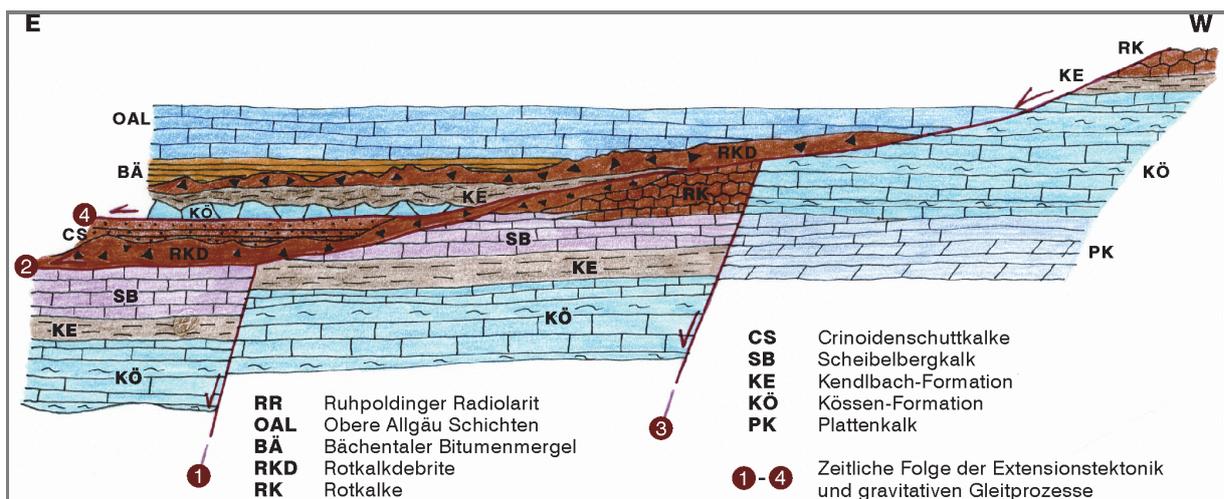


Abb. 13: Modell des Zusammenwirkens von tektonischen Abschiebungen und gravitativen Gleitprozessen am Westrand des Bächtentaler Beckens im Toarcium. Die Abschiebungen verlaufen etwa in NNE-SSW-Richtung. PK: Plattenkalk, KÖ: Kössener Schichten, KB: Kendlbach-Fm., SB: Scheibelberg-Fm., RK: Rotkalk, RD: Rotkalkdebrite, BÄ: Bächtentaler Bitumenmergel, A: Allgäu-Fm. Die Zahlen 1–4 geben die zeitliche Abfolge der Ereignisse an. Ohne Maßstab.

Literatur

- KOHLER, E.E. & ZACHER, W. (1982): Tonmineralvergesellschaftung und Faziesänderung in der obersten alpinen Trias. – Geol. Ver., 72. Jahrestagung, Kurzfassungen, S. 65, Würzburg.
- HILLEBRANDT, A. v. & KRYSZYN, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites from Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – N. Jb. Geol. Paläont., 253/2-3, 163–195, Stuttgart.

Das offene Almgelände am Weg nach SW zur Rotwandalm ist hangabwärts durch alte, vermutlich inaktive, mehr oder weniger deutliche Massenbewegungsstrukturen gekennzeichnet (unruhiges Gelände mit Anbrüchen, kleineren Rutschkörpern, Nackentälchen). Von oben erfolgt eine Überschüttung dieser Strukturen durch Lawinen- und Sturzkegel aus der Juifen-Nordwestflanke. Nach unten setzt eine zunehmende „diffuse“ Überdeckung mit Moränenmaterial ein. Kurz vor dem Rotwandalm-Hochleger endet der von den Massenbewegungen in Richtung Pitzbach geprägte Bereich. Auffällig ist hier eine deutliche, schmale, ca. NNW-SSE-streichende Wallform, die als Moränenwall interpretiert wird.

Südöstlich dieses Walles befindet sich eine große Ausbruchsnische in Rotkalken mit einer anschließenden Rutschmasse nach Süden Richtung Kesselbach. Westlich davon schließen Anrisse in Kössen-Fm. an.

Auf der weiteren Fahrt über den Rotwandalm-Niederleger zur Baieralm werden diese teils tiefergreifenden Massenbewegungen in Kössen-Fm. mit großen, darin „schwimmenden“ Rotkalkschollen und -blöcken durchquert.

5. Stopp: Aussichtspunkt südlich unterhalb des Raberskopfes unweit des Fahrweges mit Blick auf die Massenbewegungen südlich des Kesselbachs (Hiesenschlagalm – Rethalm-Hochleger – Lochalm-Hoch-/Mitterleger)

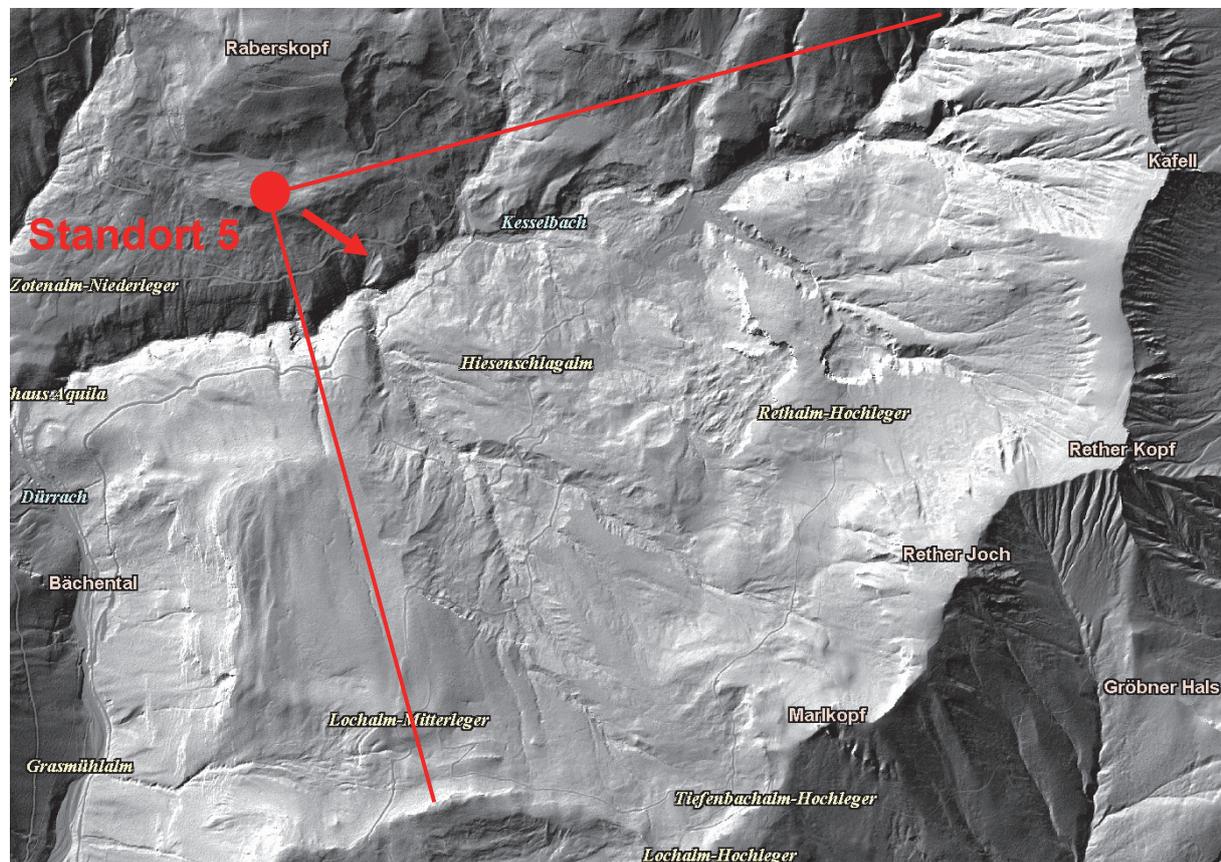


Abb. 14: Überblick südlich des Kesselbachs (Laserscanning Tirol, © Land Tirol).

In Richtung Osten bis Süden fällt der Blick zwischen Kesselbach (Niveau hier ca. 1000 bis 1200 m) sowie Marbichlerspitze (1898 m), Rether Kopf (1926 m) und Marlkopf (1776 m) auf obersttriassische bis unterkretazische Gesteine der Karwendel-Synklinale. Diese sind durch Wechselfolgen tonig-mergeliger und kalkiger, meist gut gebankter Schichten charakterisiert. Geomechanisch bedeutet dies eine ausgeprägte Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Gesteine. Dies begünstigt die Entwicklung gravitativer Massenbewegungen v. a. in Form von

- schichtgebundenen Gleitprozessen;
- plastischer Deformation der weichen, verwitterungsanfälligen Gesteine, verbunden mit einer Zerlegung/Zerreißung der harten Gesteine;
- Rutschungen mit Lockermaterialcharakter in veränderlich festen Gesteinen, teilweise mit Mobilisierung aufliegender Moräne und einem Tiefgang vermutlich bis zum Übergang ins verwitterte Festgestein;
- Schutt-/Erdströmen, meist als Sekundärbildungen innerhalb der großflächigen Rutschungsareale.

Konkret sind hier südlich des Kesselbaches die Kössen-Fm. (inklusive den Schattwalder Schichten der Kendlbach-Fm.), die hangende Rotkalk-Gruppe in lateraler Verzahnung mit der Allgäu-Fm. sowie auflagerndes Moränenmaterial in die großflächigen, komplexen Massenbewegungsprozesse involviert. Die Plattenkalke im Liegenden bilden die stabile Basis der Massenbewegungen. Die Festgesteine und veränderlich festen Gesteine sind alpidisch mehrphasig verfaltet:

- eine ältere, eoalpine Deformation (Oberkreide) bildet NE-SW-streichende, meist NW-vergente Faltenstrukturen;
- die tertiäre Überprägung mit N-S-Einengung führt zur Entstehung der großen E-W-streichenden Syn- und Antiklinalen (hier: Karwendel-Synklinale).

Im Einzugsgebiet des Kesselbaches, eines rechtsseitigen Zuflusses der Dürrach, streichen in den NW-exponierten Hängen im Bereich Hiesenschlagalm bis Lochalm-Hochleger die generell N-fallenden Schichten der Kössen-Fm. und der darüber liegenden Rotkalk-Gruppe auf breiter Fläche aus (Südschenkel der Karwendel-Synklinale). Mehrere N-vergente Faltenzüge mit Amplituden von einigen hundert Metern prägen die Hangmorphologie mit Steilstufen (steile Faltschenkel) und Verflachungen (flache Faltschenkel). Eine charakteristische Ausbildung von gravitativen Massenbewegungen manifestiert sich vorzugsweise in Abrissen entlang der Antiklinalscharniere (Bereich der Steilstufen). In Verbindung mit dem Hangrelief ist eine „Hart auf Weich“-Konstellation ausgebildet (Rotkalk auf Kössener Ton- und Mergelsteinen bzw. Schattwalder Schichten). Bis zu mehrere Zehner-Meter mächtige, kompetente Schichtpakete gleiten somit als Schollen auf den inkompetenten Feinklastika überwiegend schichtparallel ab. Das mechanisch schwächste Schichtglied stellen möglicherweise die Schattwalder Schichten der Kendlbach-Fm. (rotbraune Mergel- und Tonsteine bis ockergelbe Silt-/Sandsteine, teils auch grüne Tonschiefer; Mächtigkeit in der Karwendel-Synklinale ca. 2–5 Meter) im Hangenden der Kössen-Fm. dar. Diese könnten also hauptverantwortlich für die tiefer greifenden Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Kesselbaches sein.

Unterhalb der Verflachung des Rethalm-Hochlegers ist eine markante Ausbruchsnische in der Rotkalk-Gruppe erkennbar. Die auf Almniveau flachliegenden Kalke tauchen hangabwärts entsprechend der Faltenvergenz nach N ab. Genau im Antiklinalscharnier ist eine größere Felsmasse abgerissen und im Verband bis zum Kesselbach abgeglitten (Felsgleitung „Hart auf Weich“). Eine größere Felscholle ist in der Ausbruchsnische „hängengeblieben“. Erste ¹⁴C-Datierungen von überfahrenen Baumstämmen im Ablagerungsbereich zeigen, dass dieses vermutliche schnelle Ereignis erst wenige hundert Jahre alt ist. Auf die Besonderheiten im Ablagerungsbereich wird beim nächsten **Exkursionsstopp 6** am Kesselbach eingegangen.

Westlich an die Ausbruchsnische schließt sich ein Bereich an (bewaldete Senke), in dem die Rotkalk-Gruppe nicht „en bloc“ über der Kössen-Fm. abgleitet bzw. abgeglitten ist, sondern ein relativ langsames Zergleiten/Zerreißen in ein Mosaik aus kleineren Felschollen, verbunden mit einer plastischen Deformation und wulstartigem Auspressen des weichen Unterlagers, stattfindet. Diese Prozesse sind rezent aktiv (betrunkenener Wald, gespannte Wurzeln, Säbelwuchs der Bäume, frische Anbrüche und Spalten im Fels) und gehen hangabwärts in eine teils schuttstromartige Rutschmasse mit Lockermaterialcharakter über. Die oberste Abrisskante dieses Bereichs wird durch die Waldgrenze markiert.

Wiederum westlich daran schließt sich ein Rücken aus im Verband befindlichen Rotkalken an (Bereich abgeholzter Wald). Es handelt sich um eine Rotkalk-Großscholle, die „en bloc“ ca. 60–70 Höhenmeter mit mehreren Zehner-Metern Mächtigkeit tiefgreifend über Kössen-Fm./Schattwalder Schichten abgeglitten ist. Ihre ursprüngliche Position im stratigraphischen Verband ist im Bereich des kleinen Wäldchens oberhalb festzulegen. Einige Anzeichen sprechen dafür, dass dies der relativ älteste erkennbare, heute inaktive Massenbewegungsprozess dieser Hangflanke ist. Genau der gleiche Prozess ist mehrfach im Einzugsgebiet des Kesselbaches evident. Auch die Verebnung des hiesigen Aussichtspunktes (aktueller Standort!) stellt den Top einer in diesem Fall in einem Synklinalcharnier abgerissenen Rotkalk-Scholle dar. Dies führt zu einer Akzentuierung der strukturell-tektonisch geprägten Morphologie.

Die Rotkalken streichen nun im betrachteten Hang nach Westen bei primär abnehmender Mächtigkeit (Verzahnung mit Allgäu-Fm.) in die Senke westlich unterhalb des Markkopfes (Tiefenbachalm-Hochleger) zum Kamm hinauf, so dass der unterhalb liegende Graben des dortigen Seitenbaches zum Kesselbach ausschließlich mit Gesteinen der Kössen-Fm. und mit Moräne ausgekleidet ist. Nur im obersten Teil des Einschnitts (Bereich des lichten Baumbestands) sind auch Gesteine der Kendlbach-Fm., der Scheibelberg-Fm. und der Allgäu-Fm. in die dortigen, relativ seichten Massenbewegungs- und Erosionsprozesse involviert. Die tonig-mergeligen Gesteine der Kössen-Fm. sind stark verwittert und bereichsweise stark vernässt. Der gesamte Graben zeigt, bereits ab einer Hangneigung von ca. 10–15 Grad, großflächige, aktive, aber tendenziell flachgründige Rutschprozesse mit Lockermaterialcharakter (max. Mächtigkeit bis zum anstehenden verwitterten Fels vermutlich ca. 10–15 Meter, meistens aber deutlich geringer?), wobei teils aufliegende Moräne mobilisiert wird. Mächtigeres Moränenmaterial stellt aber auch relativ stabile Bereiche im Umfeld der Massenbewegungen dar. Die dortigen Rutschungen in der Kössen-Fm. werden beim übernächsten **Exkursionsstopp 7** (mit Zerlegung der Lithodendronkalkbank) besichtigt. Der untere Abschnitt des Grabens mit dem Ausgang in den Kesselbach liegt bereits in stabilem Plattenkalk. Somit erfolgt der gesamte Abtransport des Materials aus den dortigen Massenbewegungen über den Geschiebetransport des Baches, wodurch aktuell ein hohes Geschiebepotential mit hohem Feinanteil des Materials und die Gefahr signifikanter Vermurungen bestehen.

Die weitere Fahrt zum nächsten Exkursionsstopp erfolgt fast ausschließlich in Massenbewegungen, die rezent aber nur mehr in kleinen Teilbereichen aktiv sind.

6. Stopp: Ablagerungsbereich einer tiefgreifenden Felsgleitung am Kesselbach unweit der Jagdhütte

Im heutigen Erosionsanschnitt des Kesselbaches sieht man orographisch links die Stirn der stark aufgelockerten bis zerlegten, reliktsch aber noch im Verband befindlichen Gleitmasse (gebankte hellgraue bis dunkelgraue und rötliche Kalksteine der Rotkalk-Gruppe). Sie liegt über einer geringmächtigen Gleitzone, bestehend aus intensiv deformierten schwarzen und roten Tonen und Mergeln der Kössen-Fm. bzw. Schattwalder Schichten. An deren Basis ist eine Lage aus überfahrenen Baumstämmen eingebettet. Altersdatierungen dieser Hölzer wie auch an Hölzern in aufgefundenen Rückstausedimenten bachaufwärts der Gleitmasse (aktueller Standort!) sind am Laufen und weisen auf ein wenige hundert Jahre altes Ereignis hin. Unterhalb der Gleitzone liegen lokal Reste von überfahrenem Bach-/Murschutt. Das Ereignis hat den Bachgraben also völlig blockiert und zur Bildung eines vermutlich relativ kurzlebigen, bald wieder aufgefüllten Stausees geführt. Der Bach selbst hat sich nachfolgend über mehrere noch erkennbare Entwässerungsrinnen einen neuen Weg gesucht und ist nunmehr wieder bis auf die anstehenden Kössener Schichten eingeschnitten. Der Herkunftsbereich der Felsgleitung (Ausbruchsnische unterhalb des Rethalm-Hochlegers) ist ebenfalls vom Standort aus teilweise einsehbar. Den besten Einblick in die beschriebene Situation an der Stirn der Gleitmasse bekommt man nun mit einem ca. 20 Minuten dauernden Abstieg in den Kesselbach, der allerdings konditionsstarken und trittsicheren Gehern vorbehalten ist (optional)!!!

Die anschließende Fahrt bis zum nächsten Exkursionsstopp (Kössen-Fm. mit Lithodendronkalkbank) führt durch die beschriebenen, teils aktiven Massenbewegungen südlich des Kesselbaches.

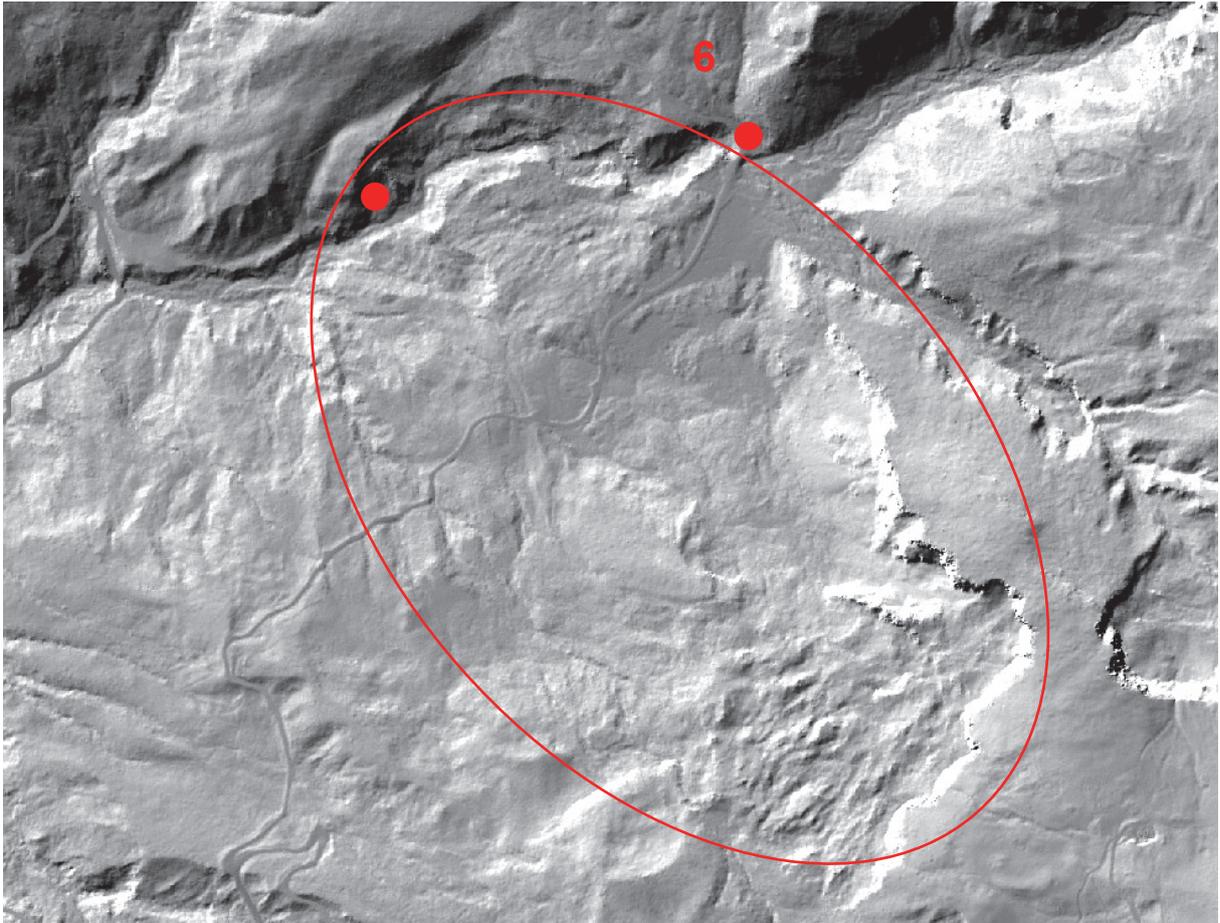


Abb. 15: Bereich Kesselbach – Hiesenschlagalm (Laserscanning Tirol, © Land Tirol).

7. Stopp: Massenbewegungen entlang des Fahrwegs zwischen Hiesenschlagalm und Lochalm-Mitterleger

Hier im südwestlichen Abschnitt des Massenbewegungsareals treten einzig Kössener Schichten, teilweise mit lokal mächtigerer Moränenbedeckung auf. Sie weisen großflächige, landschaftsprägende, aber tendenziell seichte Rutschungen auf. In den überwiegend feinklastischen Sedimenten tritt zudem eine mehrere Meter mächtige Kalkrippe (Lithodendronkalk) hervor. Folgende Prozesse sind zu beobachten:

- eine kleinräumige „Hart (Lithodendronkalk) auf Weich (Feinklastika)“-Konstellation mit Zerlegung der Kalke in große Blöcke im Umfeld des Weges und anschließende Schutt-/Erdstrom-ähnliche Rutschkörper mit Weitertransport der Kalkblöcke;
- Mobilisierung der verwitterten Feinklastika als Lockermaterialrutschungen und Erdströme, teilweise mit auflagerndem Moränenmaterial;
- Rotationsanbrüche in den Moränen hin zum eingeschnittenen Gerinne.

Die Massenbewegungen erreichen hier nicht direkt den Kesselbach, sondern „verlieren“ sich in einem höheren Hangniveau am Übergang der Kössen-Fm. zum unterlagernden Plattenkalk.



Abb. 16: Bereich Hiesenschlagalm – Lochalm-Mitterleger (Laserscanning Tirol, © Land Tirol).

Die Weiterfahrt zum Ölschieferbergbau führt abschnittsweise durch großflächige Massenbewegungen des gleichen Typus.

Fahrt über Rethalm-Mitterleger zum Tiefenbach-Mitterleger und zum Steinbruch/Steinölbrennerei der Fa. Albrecht. Unterwegs Ausblicke auf die Karwendel-Synklinale mit der weiten Schafreiter-Antiklinale (Plattenkalk) im Nordflügel und dem steil invers S-fallenden Südflügel (Fleischbank, Kompar, Hauptdolomit, Plattenkalk). Die tief ausgeräumten Übergänge zwischen den Seitentälern (mit Almen) im mittleren Bächental entsprechen in etwa dem Synklinalkern aus Schrambach Schichten. Im Hintergrund die Bastion der Karwendel-Hauptkette, die aus mächtigen mitteltriassischen Plattformkarbonaten der Inntal-Decke aufgebaut ist.

8. Stopp: Steinbruch/Steinölbrennerei der Fa. Albrecht

Thema: Bächentaler Bitumenmergel (Sachrang-(Sub)formation, „Mittlere Allgäu Schichten“)

In den Steinbrüchen der Fa. Albrecht (Tiroler Steinöl, Abbau seit 1902) im hinteren Bächental zeigt die oberliassische (Toarcium) Beckenfazies der Karwendel-Synklinale eine charakteristische Ausbildung in Form von bitumenreichen Mergeln („Bächentaler Bitumenmergel“), die unter anoxischen Bedingungen in einem lokal begrenzten, strukturell angelegten Becken (Bächentaler Becken) abgelagert wurden. Zur selben Zeit („anoxic event“ des Toarcium) wurden auch die Sachranger Schiefer der Chiemgauer Alpen und die Manganschiefer der Lechtaler und Allgäuer Alpen gebildet (vgl. TOLLMANN, 1976a; GAWLICK et al., 2009). Die Bächentaler Bitumenmergel sind gut kartierbar und sollten eigentlich als Subformation der zur Formation zu hebenden „Sachranger Schiefer“ (älterer Begriff)

eingestuft werden. Auch die Mn-Schiefer der Lechtaler Alpen sind hierher zu rechnen und wurden bereits von Ampferer als wichtiger Leithorizont kartiert.

Im derzeit aktiven Steinbruch im hintersten Bächtental lässt sich die Schichtfolge wie folgt beschreiben: An der Basis (im SW) sind wenige Meter hellgraue, knollige, wellig gebankte Filamentmikrite aufgeschlossen, die Ammoniten, Orthoceren und Belemniten führen („graue Adneter Kalke“). Darüber folgen kaum bituminöse, dunkelgraue feinschichtige Mergel, die reich an Kieselschwammnadeln und an Radiolarien sind, die sog. „Posidonienschichten“. Sie bilden die Basis der Bächtentaler Bitumenmergel“ s. str.: Hierbei handelt es sich um teils massige, teils fein laminierte, im frischen Bruch dunkelbraune, in der Anwitterung bläulich graue, stark bituminöse Mergelkalke. Der Fossilinhalt umfasst Ammoniten (*Harpoceras*), *Bositra*-Schill, Bivalven und Echinodermendetritus, Fischschuppen, Radiolarien, Spongiennadeln, Ostracodenschalen und Foraminiferen. Nach SOLTI & LOBITZER (1989) soll die organische Substanz auf vornehmlich planktonische (Blau-) Grünalgen zurückzuführen sein. Die Mikrofauna wird von Radiolarien dominiert (Radiolarienblüten). Pyrit tritt reichlich auf und ist meist an die Fossilreste gebunden. Die Bächtentaler Bitumenmergel sind in charakteristischer Weise in FU-Sequenzen entwickelt: Diese beginnen mit grobklastischen Brekzienschüttungen aus Scheibelbergkalk an der Basis und setzen sich in zusehends distalere Turbiditen bis zum Top fort (SPIELER & BRANDNER, 1989). Vereinzelt Lumachellen aus eingeregelter *Bositra*-Schalen sind Ausdruck von Strömungsereignissen. Zyklische Radiolarienblüten bilden neben Phytoplanktonresten und siliziklastischem Detritus (Quarz, Glimmer) die Hintergrundsedimentation. Im stratigraphisch Hangenden der Bitumenmergel folgen mit abruptem Übergang grau-braune Kalk-Mergel-Zyklen, die ein Wiederaufleben des Bodenlebens (Bioturbationsflecken) anzeigen. Diese Gesteine sind den jüngeren Allgäu Schichten zuzuordnen (sie wurden in der geol. Karte zur Allgäu-Fm. zusammengefasst).

In der etwa 35 m mächtigen Bitumenmergel-Abfolge sind also drei Abschnitte zu unterscheiden:

Posidonien führende Mergelkalke: hier sind bioturbate Packstones mit einem hohen Anteil an Peloiden und Koprolithen charakteristisch. Reste von Crustaceen lassen auf dysaerobische Ablagerungsbedingungen schließen.

Bächtentaler Bitumenmergel i. e. S.: sie weisen den höchsten Anteil an organischem Material auf. Radiolarien sind lagenweise (mm) angereichert ohne Hinweise auf Umlagerungsprozesse. Deshalb werden periodische Radiolarienblüten vermutet. Feinstlamination und das Fehlen jeglichen Benthos deuten auf anaerobe Ablagerungsbedingungen hin.

Obere Mergel und Mergelkalke: dieser Abschnitt beginnt mit einem gravitativ eingeglittenen Schuttstrom mit Klasten aus grauen Scheibelbergkalken in Crinoidendetritus. Darüber wird das organische Material zunehmend von mm-dünnen, distalen Turbiditen mit Crinoidendetritus und Peloiden verdrängt.

Nach zwei Metern Aufschlusslücke folgen unvermittelt die „Oberen Allgäuschichten“ mit grauen dm-gebankten Kalken und zwischengelagerten Mergeln. Bioturbate Packstones mit Radiolarien und *Bositra*-Schill weisen auf nun wieder gute Durchlüftung am Meeresboden hin.

Die regionale Verbreitung der Bitumenmergel beschränkt sich im Achenseeraum und auch außerhalb auf die Beckenareale, deren Anlage auf etwa zeitgleiche extensionale Tektonik zurückgeht. Das starke Relief am Meeresboden wird zu einer Einschränkung der Durchlüftung geführt haben. Jedoch ist anzumerken, dass das anoxische Intervall zeitgleich auch am europäischen Schelfraum mit den Posidonienschiefern (Ölschiefer) und auch in der westlichen Tethys weit verbreitet ist. JENKYNS (1985) verwendet deshalb den Begriff „Anoxic Event“ und sieht den Grund für die schlagartige Zunahme der Planktonproduktion in der raschen Zunahme der Nährstoffzufuhr (terrigen Input oder auch aufquellendes Tiefenwasser). Die rasche Zunahme der Planktonproduktion verbunden mit der Speicherung des organischen Materials äußert sich auch in der $\delta^{13}\text{C}$ -Fraktionierungskurve: in der *Falciferum*-Zone des unteren Toarcium werden die höchsten Werte von 4–5 ‰ erreicht (JENKYNS & CLAYTON, 1986). Dies ist ein guter stratigraphischer Marker, der im regionalen Bereich noch viel zu wenig verwendet wurde.

Wie oben erwähnt, geht die Bächtentaler Beckenbildung mit extensionaler Tektonik am sich neu formierenden Kontinentalrand des penninischen Ozeans einher. Es ist anzunehmen, dass sich damit sowohl ozeanische Strömungssysteme als auch die Klimaentwicklung umstellen – upwelling oder auch verstärkter terrigen klastischer Input könnten die Folge sein.

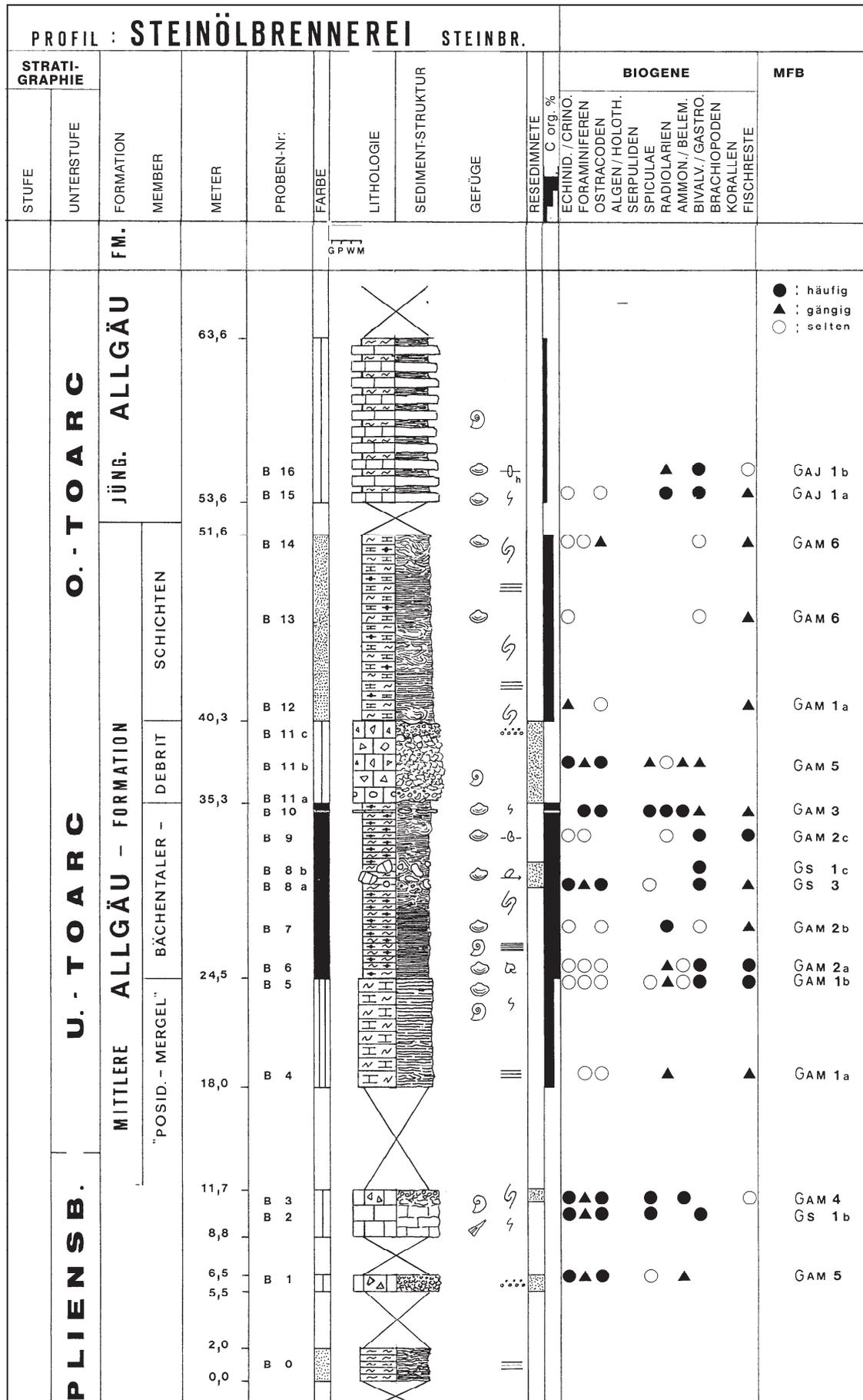


Abb. 17: Säulenprofil Steinbruch Steinölbrennerei nach SPIELER & BRANDNER (1989).

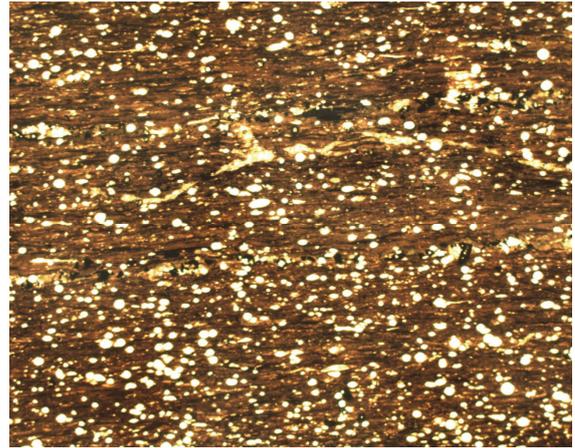
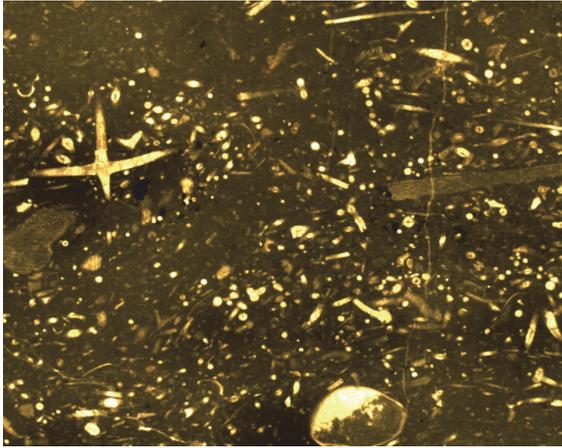


Abb. 18: Links: Mikrofazies der Scheibelberg-Fm. an der Basis der Bächentaler Bitumenmergel. Grauer Packstone mit Schwammnadeln, Echinodermatenresten (Schwebcrinoiden) und wenig Ostrakoden. Dünnschliff Nr. B 2 (Schliffsammlung Spieler, Inst. f. Geol. Univ. Innsbruck). Vergrößerung: 10x.
Rechts: Bächentaler Bitumenmergel. Organogene Feinstlaminite mit Radiolarien, Posidonienschalen und Fischresten. Dünnschliff Nr. B 7 (Schliffsammlung Spieler, Inst. f. Geol. Univ. Innsbruck). Vergrößerung: 10x.

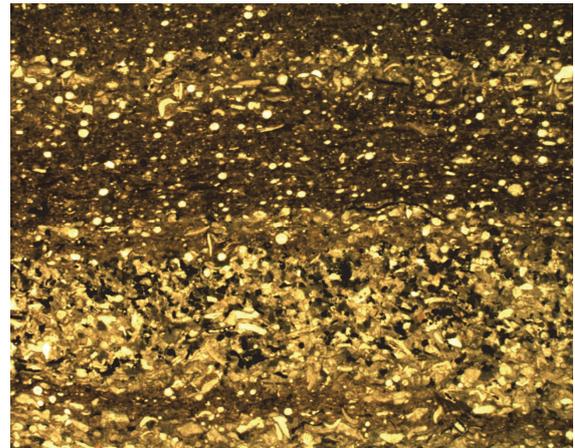
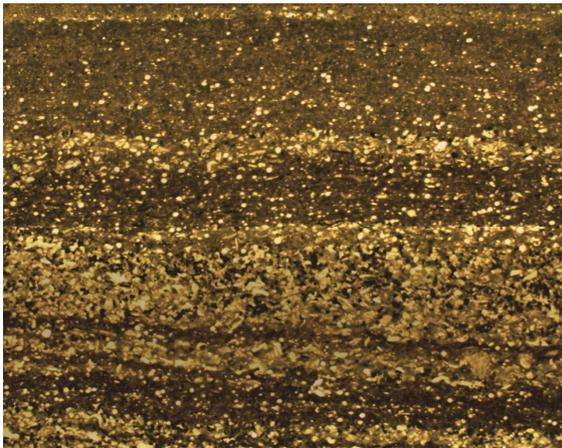


Abb. 19: Links: Oberer Abschnitt der Bächentaler Bitumenmergel mit zunehmend Schüttungen von distalen Turbiditen. Die mm-dünnen Lagen enthalten vorwiegend Echinodermendetritus, dünne Schälchen, Pellets und wenig Foraminiferen. Die Partikel sind z. T. pyritisiert. Dünnschliff Nr. B 9 b (Schliffsammlung Spieler, Inst. f. Geol. Univ. Innsbruck). Vergrößerung: 5x.
Rechts: Ausschnitt aus dem Foto links. Vergrößerung: 10x.

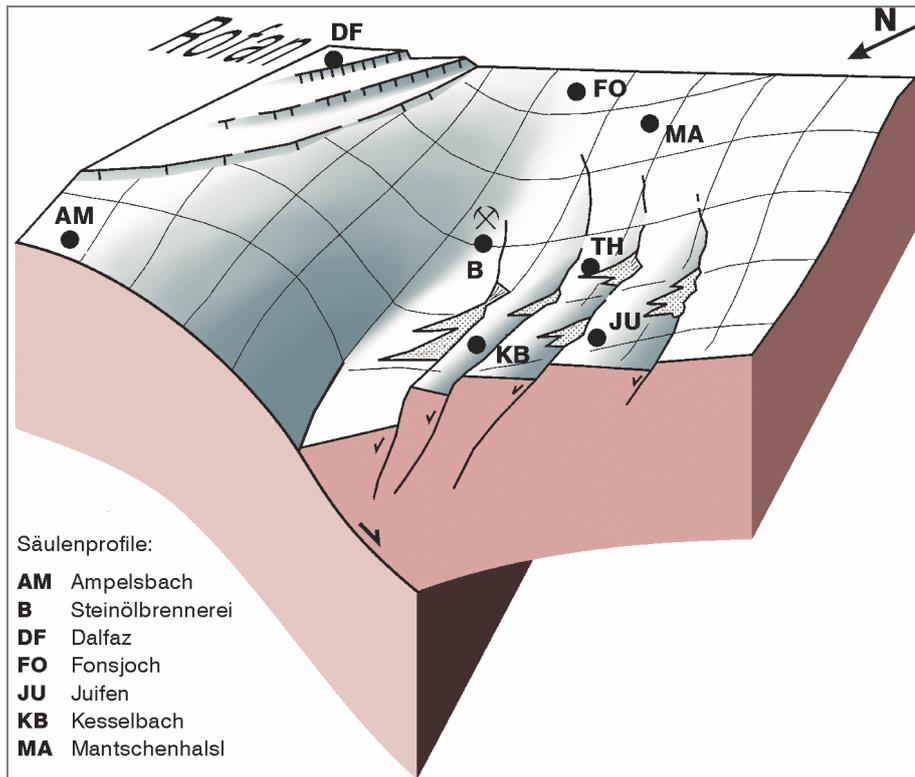


Abb. 20: Rekonstruktionsversuch des Bächentaler Beckens zur Zeit des oberen Lias (verändert nach SPIELER & BRANDNER, 1989). Das gesamte Becken beginnt im W bei Mittenwald und erreicht im Bächental den bathymetrisch tiefsten aufgeschlossenen Bereich. Es handelt sich um eine Halbgrabenstruktur, die sowohl in W-E-Richtung als auch in NW-SE-Richtung entwickelt ist.

Literatur

- GAWLICK et al. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine. Domain. – *Journal of Alpine Geology*, 50, 1–152, Wien.
- JENKYNS, H.C. (1985): The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. – *Geologische Rundschau*, 74/3, 505–518, Stuttgart.
- JENKYNS, H.C. & CLAYTON, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Lower Jurassic. – *Sedimentology*, 33, 87–106, Oxford.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Bd. 2, XVI-580, Wien (Deuticke Verlag).
- SOLTI, G. & LOBITZER, H. (Hrsg.) (1989): Aufsuchung von Alginit in Österreich, Endbericht über die Österreichisch-Ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Prospektion, Projekt ÜLG 19. – *Ber. Geol. B.-A.*, 17, 47 S., Wien.
- SPIELER, A. & BRANDNER, R. (1989): Vom jurassischen pull-apart-Becken zur Westüberschiebung der Achantaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – *Sediment*, 89, Kurzfassungen zur Posterpräsentation, *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 16, 191–194, Innsbruck.

Exkursion E4 – Steinberg am Rofan, Isar- und Ristal Freitag, 23. 09. 2011

Vormittag: Grundache, Steinberg am Rofan; Sylvensteinspeicher (E4a und E4b)

Thema: Ablagerungs- und Flussgeschichte während des späten Quartärs im Bereich nördlich des Rofan, Steinberg am Rofan.

Fahrt mit Bussen nach Steinberg am Rofan und in die Schlucht der Grundache.

- 1. Stopp:** Südende Tunnel mit verstopften alten Klammabschnitten und Zerschneidung des Wettersteinkalkes durch die Grundache.
- 2. Stopp:** Einmündung Schauertalbach mit Blick auf tief eingeschnittenen Wasserfall der Grundache.
- 3. Stopp:** Weiter aufwärts die Grundache-Klamm, Blick von unten auf den großen Aufschluss mit lakustrinen Silten und Delta-Foresets der Vorstoßphase.
- 4. und 5. Stopp:** Begehung der Grundache-Klamm, „alte Klebekonglomerate“ an Klammwänden; Begehung eines Wildbachbodens einer großen „Trockenen Klamm“ bis zur Kante des ehemaligen Wasserfalls. Diskussion über Bildung und Alter von tiefen V-Tälern und Klammern und lokale Sedimentationsdynamik in einem Eisstausee im Zuge der Eisaufbauphase. Spät- bis postglaziales Wiedereinschneiden und Ausräumen von Klammstrecken, Bildung neuer und Trockenlegung alter Klammstrecken durch Flussanzapfung.

Fahrt von Steinberg zum Sylvensteinspeicher.

- 6. Stopp:** Thema Hochwasserproblematik an der Isar.

Exkursionsdauer: 8:00–12:30.

Nachmittag: Ristal (E4c und E4d)

Thema: Quartäre Sedimentationsdynamik und Landschaftsgeschichte im Karwendel.

Fahrt mit Bussen von Fall nach Vorderriß.

- 7. Stopp:** Tiefbohrung Vorderriß, Isar-Terrassen.
- 8. Stopp:** Ristal, Oswaldhütte: Einführung in die Quartärgeologie und Überblick über das große Delta des Paläo-Rissbaches.

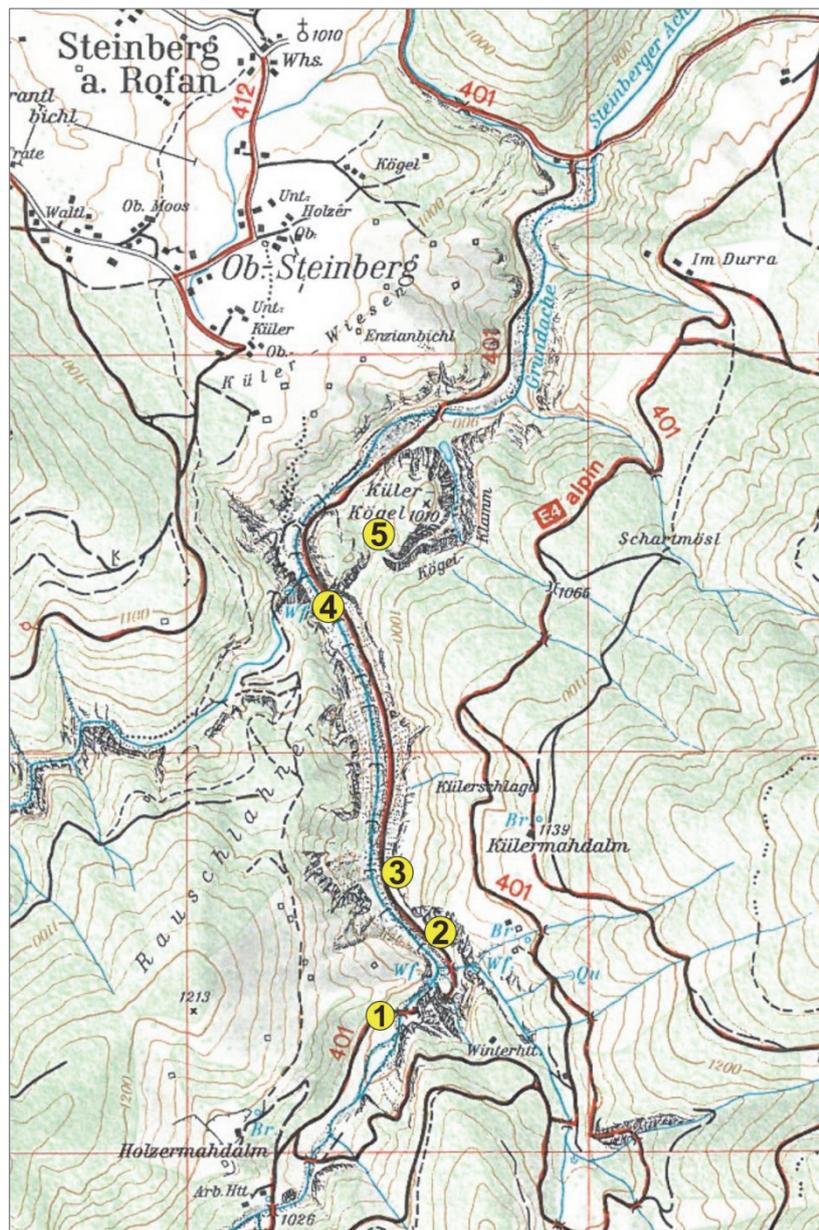
Mittagspause.

- 9. Stopp:** Parkplatz nördlich Oswaldhütte: Wanderung am Rissbach flussaufwärts, Ansprache der Sedimente des Bottomsets, der Foresets und der Topsets des Delta-Komplexes, Diskussion der Genese und Provenienz der Klastika.

Offizielles Ende der Exkursion und der Tagung ca. um 14:15; Busshuttle für Abreisende zu den Quartieren nach Achenkirch und zum Bahnhof Jenbach (15:26 Zug nach Wien).

Exkursion E4a – Ablagerungs- und Flussgeschichte während des späten Quartärs im Bereich nördlich des Rofan Freitag, 23. 09. 2011

A. GRUBER, L. WISCHOUNIG und D. SANDERS
Führung: D. SANDERS und A. GRUBER



Übersichtskarte Ausschnitt aus der AV-Karte 1:25.000, Blatt 6, Rofan

Einleitung und quartärgeologischer Überblick

In den Alpen werden die meisten Schluchten und Klammen traditionell als „post-glaziale“ Landschaftselemente betrachtet, doch nur selten werden Argumente für diese Alterszuordnung angeführt. Für das Quartär des Gebietes nördlich des Rofangebirges (Tirol, Nördliche Kalkalpen) lässt sich dagegen zeigen, dass die Klamm des Grundache-Flusses (Steinberger/Brandenberger Ache) mindestens 30.000 Jahre oder älter sein muss und dass diese Klamm aus Teilstrecken unterschiedlichen Alters zusammengesetzt ist. Die jeweiligen Abschnitte waren und sind bis zum heutigen Zeitpunkt zu unterschiedlichen Zeiten aktiv. Schon bevor das Gebiet im Würm-Hochglazial überprägt wurde, kam es zu einer zweimaligen Verfüllung dieses Paläoreliefs mit Sedimenten.

Nördlich des Rofangebirges, im Becken von Steinberg am Rofan (Abb. 1) ist eine vielgestaltige Quartär-Abfolge aufgeschlossen. AMPFERER (1905) erwähnt erstmals von dieser Gegend mächtige glaziolakustrine Sedimente, die fast durchwegs von Würm-Grundmoräne des Inntalgletschers überlagert werden (AMPFERER, 1905, S. 12, Profil 7, Mühlbach). Seine Profile zwischen Gaismoosbach und Grundache (AMPFERER, 1905, S. 12/13, Profile 8/9) zeigen eine Reihe von verschütteten Talläufen und Epigenesen der heutigen Bachläufe und so spricht er letztlich bezüglich Sedimentaufbau von „alten mit Lehm und Bachschutt verstopften Bachstrecken“. In der geologischen Karte 1:75.000 Blatt Achenkirchen (mit Erläuterungen, AMPFERER, 1914) sind im Steinberger Tal nur horizontal geschichtete Bändertone und diskordant auflagernde Grundmoränen ausgeschieden. Von WOLF (1922) erwähnt vom Gebiet der Steinberger Ache „auf dem Grunde tiefer Schluchten“ interglaziale Sedimente. Die feinkörnigen Ablagerungen werden von Moränen überlagert und zeugen von Stauseebildungen zwischen dem vorrückenden Inngletscher und dem Lokalgletscher. Abgesehen von einer punktuellen sedimentologischen Bearbeitung von „Bändertonen“ durch HORVACKI (1982) ist das Quartär nördlich des Rofan zuletzt wieder von L. WISCHOUNIG (2006) im Rahmen seiner Diplomarbeit detailliert bearbeitet worden.



Abb. 1: Blick vom Rofangebirge nach N auf das Becken von Steinberg am Rofan mit den weitläufigen Klammssystemen der Steinberger Ache.

Die klimatische und sedimentäre Dynamik der Würm-Kaltzeit im regionalen Rahmen des Untersuchungsgebietes

(Eine ausführliche Beschreibung der Dynamik des Inngletschersystems im Würm liefert Reitner in diesem Band).

Die erhaltene Quartär-Abfolge im untersuchten Gebiet entstand in der Zeit vom späten Würm bis zum Holozän. Das Würm (CHALINE & JERZ, 1984) ist durch mehrere kühle bis kalte Phasen (stadiale) im Wechsel mit klimatisch günstigeren Phasen (Interstadiale) und letztlich der Großvergletscherung des Würm-Hochglazials (= Letztes Glaziales Maximum; LGM) charakterisiert. Ablagerungen des letzten Interstadials und des letzten großen Eisvorstoßes (LGM) sind inneralpin gut bekannt (VAN HUSEN, 2000, 2004). Bezeichnend für diese Phase sind See-Sedimente („Bändertone“) und Abfolgen grobkörniger Schwemmfächerablagerungen bis Deltakörper. Am Beginn der Eisaufbauphase erreichten die großen, aus den Zentralalpen in das Inntal vorstoßenden Gletscher das Inntal vor dem Inn-gletscher. Die daraus resultierende wechselseitige Blockade der Eisströme und die daraus resultierende Eisdynamik führte letztlich auch zu einem baldigen Überfließen von Wasserscheiden und somit zu einem Vorstoß in Richtung der Kalkalpen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 2000, 2004). Dieses Szenario eines raschen Eisaufbaus im Inntal und das baldige Überfließen von Transfluenzpässen (Seefelder Sattel, Fernpass) wird durch den hohen Gehalt an zentralalpiner Geröll in den Vorstoßschottern (im Liegenden der hochglazialen Grundmoräne) des Isar- und Loisachtales belegt (DREESBACH, 1985; siehe auch Beitrag Reitner, dieser Band). Für die Eisaufbauphase sind Eisstauseen typisch, die sich im Zuge der Gletschervorstöße in abgeriegelten Seitentälern des Inntales bildeten. In den Nördlichen Kalkalpen wurden diese Seen durch den nordwärts gerichteten Vorstoß mächtiger zentralalpiner Gletscher des Inngletschersystems aufgestaut. Ein Beispiel hierfür ist der Brandenberger/Steinberger See (AMPFERER, 1905; PENCK & BRÜCKNER, 1909; v. KLEBELSBERG, 1935). Die Seen wurden mit Sedimenten verfüllt und anschließend von Gletschern überfahren, wie die Grundmoränenbedeckung der Seesedimente belegt. In den Nordtiroler Kalkalpen ist das LGM auf weiten Bereichen durch eine Grundmoräne mit reichlich zentralalpinen Kristallingschieben charakterisiert, darunter auch Granat-Amphibolit und Eklogit als Leitgeschiebe des Inngletschers. Am Höhepunkt des LGM bildeten die zusammengewachsenen Gletscher inneralpin ein Eistromnetz aus, welches durch vielfältige Eisübertritte zwischen den Tälern (Transfluenzen) und den aus dem Eis herausragenden Felsinseln oder -kämmen (Nunatakker) gekennzeichnet war. Im betrachteten Gebiet drang vermutlich der Zillertalgletscher über die Achenseetalung und über das Brandenberger Tal weit nach N vor (AMPFERER, 1905; PENCK & BRÜCKNER, 1909) (siehe Abb. 2).

Während des LGM-Höchststandes reichte das Eis am Eingang ins Achental bis etwa 1900 m (PENCK & BRÜCKNER, 1909; HANTKE, 1983, S. 105), am bayrisch-tirolischen Grenzkamm bis etwa 1400–1500 m Höhe (v. KLEBELSBERG, 1913a, b, 1914; v. WOLF, 1922, 1924). Im Alpenvorland endeten die Gletscher mit riesigen Gletscherloben, insbesondere dort, wo es an den Haupttransfluenzbereichen wie Fernpass, Seefelder Senke und Achental zu verstärkten Eisübertritten von S aus dem Inntal kam.

Der Zerfall des Eistromnetzes ist wiederum verbreitet mit Seebildungen verbunden, die hauptsächlich mit gröberklastischen Sedimenten vorschüttender Bachsysteme verfüllt wurden (s. REITNER, 2007). An den Rändern des abschmelzenden Eises herrschten generell hohe Sedimentakkumulations- und -erosionsraten. Terrassierte Eisrandsedimente/Kamestrassen aus dieser Zeit sind vielerorts überliefert. Der Eiszerfall führte aufgrund des fehlenden Widerlagers an den nunmehr freiliegenden Talhängen zu großräumigen und tief reichenden Massenbewegungen (VAN HUSEN, 1987; REITNER et al., 1993).

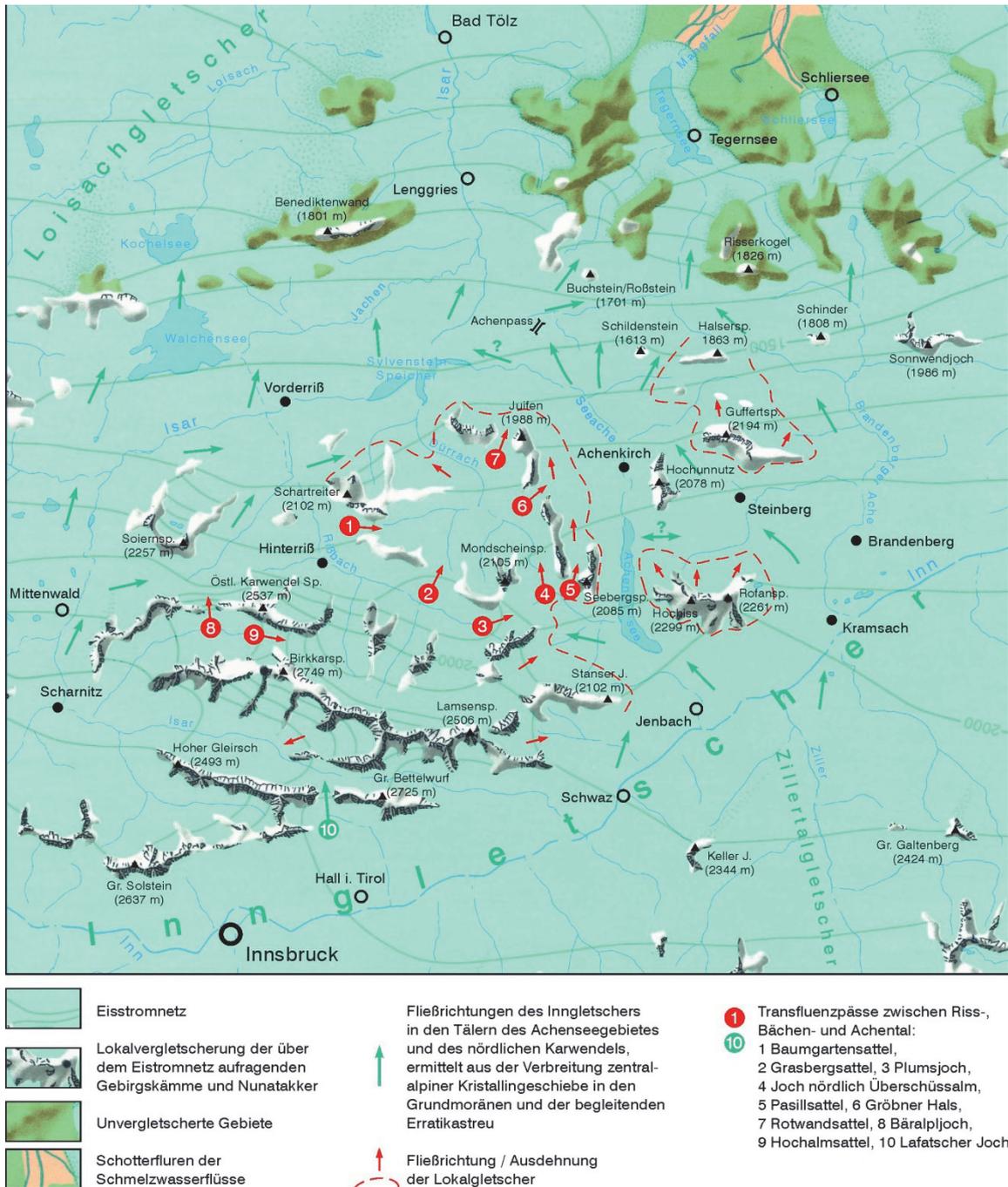


Abb. 2: Das Eisstromnetz im Karwendel, im Achenseegebiet und im angrenzenden bayrischen Alpenvorland während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) des Würm. Kartenausschnitt verändert nach VAN HUSEN (1987).

Flächen: blau: Eisstromnetz; weiß: Lokalvergletscherung der über dem Eisstromnetz aufragenden Gebirgskämme und Nunatakker; grün: unvergletscherte Gebiete; gelb: Schotterfluren der Schmelzwasserflüsse.

Pfeile: blau: Fließrichtungen des Inngletschers in den Tälern von Achenseegebiet und nördlichem Karwendel, ermittelt aus der Verbreitung zentralalpiner Kristallingschiebe in den Grundmoränen und der begleitenden Erratikastreu; grün: Fließrichtung der Lokalgletscher. Zahlen: Transfluenzpässe zwischen Riss-, Bächen- und Achental: 1: Baumgartensattel; 2: Grasbergsattel; 3: Plumsjoch; 4: Joch nördlich Überschüssalm; 5: Pasillsattel; 6: Gröbner Hals; 7: Rotwandsattel; 8: Bäralpljoch; 9: Hochalmsattel; 10: Lafatscher Joch.

Zusammengestellt aus PENCK & BRÜCKNER (1909), v. KLEBELSBERG (1913a, b, 1914, 1935), v. WOLF (1922, 1924), VAN HUSEN (1987) und eigenen Geländedaten.

Ein besonderes Kennzeichen des Würm-Spätglazials ist der Wechsel von kälteren und etwas wärmeren Klimaphasen (Stadiale, Interstadiale) (KERSCHNER, 2009). In den Stadialen stießen die Lokalgletscher wiederholt in den Bereich der höher gelegenen Seitentäler vor und hinterließen markante End- und Seitenmoränen. Für die Nördlichen Kalkalpen lässt sich eine Dreiteilung der Gletscherstände in Gschnitz-, Daun- und Egesenstadium, wie sie für die Zentralalpen ermittelt und datiert werden konnte (KERSCHNER, 2009), bisher nicht befriedigend anwenden (vgl. KERSCHNER, 1993; HIRTLREITER, 1992). Weiters sind für das Würm-Spätglazial ausgedehnte Blockgletscherbildungen charakteristisch, die teilweise bis weit in heute bewaldete Gebiete oder Almregionen herunterreichen (REITNER, 2006, Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau; KERSCHNER, 2009). Mit der vollständigen Wiederbewaldung im frühen Holozän wurden die Erosionsprozesse großflächig unterbunden und Erosions- und Sedimentationsprozesse weitgehend in höher gelegene Gebiete verlagert bzw. linear an Bach- und Flusssystemen konzentriert (PATZELT, 1980). Dies gilt in besonderem Maße für die Region um Steinberg am Rofan.

Im Folgenden werden die Faziesgemeinschaften des untersuchten Quartärs von Steinberg am Rofan von den relativ ältesten zu den jüngsten Sedimenten charakterisiert und faziell gedeutet.

Fluviatile Konglomerate

Auf der orographisch rechten Seite der Grundacheklamm, nahe am Eingang zur „Trockenen Klamm“, sind an einer senkrechten Wand des Wettersteindolomits Erosionsreste aus Konglomeraten erhalten. Die Abfolge zeigt eine undeutliche subhorizontale Schichtung. Die Konglomerate bestehen ausschließlich aus Klasten von Wettersteindolomit und einigen triassisch-jurassischen Klasten des Rofan-gebirges. Die Konglomerate sind klastengestützt, meist schlecht bis mäßig sortiert (Fein- bis Grobkies, vereinzelt Steine), und bestehen überwiegend aus mäßig gut bis gut gerundeten Komponenten. Vereinzelt dachziegelförmige Lagerung (Imbrikation) weist auf – den rezenten Verhältnissen entsprechende – talauswärts gerichtete Strömungsverhältnisse hin. Die Matrix der Konglomerate besteht aus gut ausgewaschenen Sanden. Daneben sind zentimeterdicke Linsen von gut sortiertem, matrixlosem Konglomerat eingeschaltet. Sowohl die Matrix der Konglomerate als auch die matrixfreien Linsen im Konglomerat sind meist mit einem weniger als 1 mm dicken Saum von mikritischem Zement lithifiziert. In einigen dieser Linsen ist der mikritische Zement von einem isopachen Saum von kristallinem Kalzizement überlagert. Der Kalzizement einer Probe lieferte ein U-Th-Alter von 29.694 ± 1.770 a (OSTERMANN, 2006). Die Konglomerate an der orographisch rechten Wand der Grundache-Klamm belegen die Existenz dieses Klammabschnittes zur Zeit der Ablagerung des Konglomerates und somit ein Alter von mindestens 31,5–28 ka (U-Th-Alter einschließlich des 2-Sigma-Standard-Fehlers). Isopache Zemente zeigen Grundwassersättigung an.

Die beschriebenen Konglomerate stehen hier in keiner faziellen Beziehung zu den anderen prähochglazialen Sedimenten. Östlich über der Trockenen Klamm wurden lithologisch ähnlich zusammengesetzte Konglomeratreste entdeckt, die – ohne direkten Kontakt – seitlich und oberhalb von Bändersilten mit Grundmoränenaufgabe begleitet werden. In einem weiteren Konglomeratvorkommen (horizontalgeschichtete, sandige Kiese und matrixfreie zementierte Kiese) südwestlich von Hinterberg (Außersteinberg) ist eine Auflagerung (onlap) der Bänderschluße (siehe unten) auf den Konglomeraten aufgeschlossen.

Schichtflut-Ablagerungen

Kiese und untergeordnet auch Sande mit einer mehr oder weniger deutlichen subhorizontalen bis gleichmäßig sanft fallenden Schichtung treten im Untersuchungsgebiet in mehreren verschiedenen stratigraphischen Positionen auf. Die Sedimente bestanden meist aus mäßig bis gut sortiertem, klastengestütztem Kies mit wenig Matrix von ausgewaschenem Sand mit vereinzelt eingestreuten größeren Klasten (Grobkies, Steine). Daneben finden sich bis etwa 30 cm dicke Lagen von gut sortiertem, matrixfreiem Kies, der häufig dachziegelförmige Lagerung zeigt. Die Rundung der Klasten reicht von subangular bis subgerundet. Weiters treten örtlich Linsen von parallel-laminiertem bzw. auch strömungsrippel-laminiertem Mittel- bis Grobsand auf; oft gehen diese Sandlagen stromabwärts graduell

in matrixfreie, gut sortierte Kiese über. Örtlich sind bis über 10 cm dicke Lagen von Karbonatsilt bis -schlamm scharf eingeschaltet. Der Großteil dieser Faziesassoziation mit einigen 10er-Metern Dicke wird durch diese Kiese gebildet.

Deutung: Diese Ablagerungen werden in Analogie zu identischen Ablagerungen auf heute aktiven inneralpinen Schuttfächern und verwilderten Fluss-Systemen als Schichtflut-Ablagerungen gedeutet. Sie entstehen bei fallendem Hochwasser unter dünner Wasserbedeckung (Schichtflut). Die subparallele Schichtung entsteht hierbei durch Ablagerung von Kies und/oder Sand bei abnehmender Transportkapazität infolge von Wasserversickerung. Die matrixlosen Linsen aus Kies sind Siebloben. In den ruhigeren seitlichen Bereichen von Gerinnen kann es bei abnehmendem Hochwasser zur Zusammenschwemmung von Feinmaterial (Silt bis Schlamm) in Lagen bis 10 Zentimeter Dicke kommen. Die Schichtflut-Kiese wurden während einer Phase der Aufschotterung abgelagert.

In der Grundacheklamm bilden diese Ablagerungen das stratigraphisch liegende der mächtigen Seesedimente (Bänderschluße) in einer Mächtigkeit von etwa 35 m. Ihr Konnex zu den oben beschriebenen isolierten Konglomeratvorkommen ist nicht bekannt. Wegen des konkordanten Übergangs (keine sichtbare Erosionsdiskordanz) der Schichtflut-Ablagerungen in Seesedimente werden Erstere als direkt vorangehende bzw. als mit den Seesedimenten verzahnende Ablagerungen interpretiert.

Bändersilte

Parallel-laminierte („gebänderte“) graue Silte machen im Arbeitsgebiet einen großen Teil der quartären Folge aus. Die Bezeichnung „Bänderton“ ist falsch, da der Hauptanteil im Korngrößen-Bereich von Silt liegt (tonig-sandige Silte). Daher wird die Bezeichnung Bändersilt-Faziesgemeinschaft verwendet. Hinsichtlich der Sedimentpetrographie dominiert nach HORVACKI (1982) Dolomit gegenüber Kalzit, gefolgt von Quarz und Plagioklas, Illit, Muskovit und Chlorit (vgl. auch Beitrag Gruber, Wimmer und Rabeder, dieser Band). Anhand sedimentpetrographischer und sedimentologischer Befunde unterscheidet HORVACKI (1982) drei Typen von Silten: Typ 1 besteht aus mehrere Millimeter dicken Laminae bis mehrere Dezimeter dicken Bänken von ungebändertem, grauem bis beige Silt, der vereinzelte bis subangulare Klasten aus Wettersteindolomit, Hauptdolomit, Adneter Kalk und Radioarilit, seltener von Kristallin enthält. Die Größe der Klasten reicht von Sand bis Mittelkies. Die Silte von Typ 1 wechsellagern mit Bändersilten (= Typ-2-Silt). Diese sind durch wenige Millimeter bis 1 cm dicke Laminae und durch wechselnd graue und graubeige Farbtöne gekennzeichnet. Diese Silte machen den Großteil der Bändersilt-Faziesgemeinschaft aus. Darin eingestreut sind isolierte, bis etwa 35 cm große Klasten aus angularen bis subangularen Trias-Karbonatgesteinen sowie aus Kristallin (Amphibolit). Wenige Klasten zeigen Politur und Kritzung. Unter den Klasten ist die Lamination der Silte eben bis verdrückt. An größere Klasten sind die Laminae seitlich angelagert. Über den Klasten läuft die Lamination durch. Die Bändersilte führen örtlich wenige Zentimeter dicke Lagen mit Rutschfalten. In den Bändersilt-Abfolgen finden sich weiters bis einige Zentimeter dicke, gradierte Lagen aus Sand bis Silt sowie Linsen von angularem Fein- bis Grobkies aus Wettersteindolomit und gut gerundeten Kristallinkomponenten. Bei Typ 3 handelt es sich um sandigen, weißen und hellbraunen Silt überwiegend karbonatischer Zusammensetzung. Dieser Typ ist auf die südwestlichen Anteile der Ortschaft Steinberg beschränkt und wird hier nicht weiter besprochen.

Deutung: Die beschriebenen Silte werden als Ablagerungen eines proglazialen Sees gedeutet. Für ein proglaziales Environment sprechen die vereinzelten Klasten und Lagen von diffus verteilten Komponenten (Kristallin, Karbonate), die als Dropstones („Fallsteine“) aus Eisschollen in den See gelangt sind. Das nur seltene Auftreten polierter, facettierter und gekritzter Fallsteine lässt auf eine überwiegende Herkunft von Komponenten aus supra- und englazial transportiertem Gletscherschutt schließen. Der kartierbare Zusammenhang der Bändersilt-Abfolge legt nahe, dass es sich um einen einzigen See handelte, der getrennte Phasen des Spiegel-Anstiegs erkennen lässt. Es gibt keine sedimentären Hinweise (z. B. Trunkationsfläche) auf ein Auslaufen des Sees oder eine Absenkungsphase des Seespiegels. Die homogene Zusammensetzung der Typ-1-Silte deutet auf Schlammstrom-Ablagerungen (debris flows) hin, weiters wäre auch eine rasche Ablagerung aus Suspension in der ruhenden Wassersäule möglich. Die Typ-2-Silte gelangten vorwiegend aus **Suspension in ruhender Wassersäule** zur Ablagerung. Die scharf eingeschalteten gradierten Lagen von Sand bis Silt dagegen sind **Trü-**

bestrom-Ablagerungen (turbidity current deposits). Die dünnen Lagen von Grobsilt bis Sand mit Strömungsrippeln entstanden vermutlich durch **traktiven Sedimenttransport** an der Basis von Trübeströmen. Die Lagen vergenter Rutschfallen im Silt bildeten sich durch gravitative Instabilität des Sediments am unebenen Seeboden. Die tiefsten im untersuchten Gebiet gelegenen Aufschlüsse von Bändersilt liegen auf 940 m, die höchsten auf 1080 m. Die Unter- bzw. Obergrenze sind jeweils nicht aufgeschlossen. Auf 1040 m sind dieser Abfolge Topsets eines Gilbert-Typ-Deltas eingeschaltet. Es lässt sich somit ein zumindest zeitweiliger Paläo-Seespiegelstand auf etwa 1040 m rekonstruieren.

Delta-Foresets und Topsets

Foresets: (die zugehörigen Bottomsets zu diesen Foresets bestehen aus Bändersilten, siehe oben und Abb. 5a, c).

Diese Faziesgemeinschaft ist charakterisiert durch subparallele, mit etwa 25–35° einfallende, mehr oder weniger ebene, meist zwischen 10–50 cm dicke Schichten und sehr flache Linsen aus 1. matrixführenden klastengestützten Kiesen, 2. matrixlosen Kiesen und 3. matrixgestützten Kiesen. Die Klaster der Kiese sind subgerundet bis gerundet. Das Klastenspektrum ist lokal geprägt, vereinzelt treten Kristallinklasten auf.

1. Klastengestützte, matrixführende Kiese machen den Hauptteil dieser Faziesgemeinschaft aus. Sie sind meist schlecht sortiert und bestehen aus Feinkies bis Grobkies und einer Matrix aus karbonatischem Sand bis Silt.
2. Die matrixlosen, klastengestützten Lagen sind meist mäßig bis gut sortierte Mittel- bis Grobkiese aus subgerundeten bis gut gerundeten Klaster, vor allem aus lokalem Kalkalpin. Diese Kiese treten in sehr flachen Linsen mit positivem Relief auf. Örtlich finden sich kurze „Züge“ steildachziegelförmig gelagerter Klaster.
3. Matrixgestützte Kiese bestehen aus sehr schlecht sortiertem Feinkies bis Grobkies in einer Matrix von karbonatischem Sand bis siltigem Sand. Lagen dieser Fazies sind meist zwischen wenige Zentimeter bis wenige Dezimeter dick.

Topsets: Die beschriebenen, mit etwa 25–35° einfallenden Schichten sind in Profil P5 (in WISCHOUNIG, 2006; siehe Stopp 3) von einem etwa 8 m dicken Paket von subhorizontal geschichteten Kiesen überlagert. Die Abfolge besteht überwiegend aus meist klastengestützten sandigen Kiesen mit Steinen. Das Klastenspektrum wird stark von lokalem Kalkalpin dominiert, Kristallinklasten sind nur vereinzelt vorhanden. Die Kalkalpinklasten sind subgerundet bis gut gerundet.

Deutung: Die mit 25–35° einfallenden Schichten wurden am Hang von grobklastischen Fluss-Delten (Typ Gilbert-Delta) abgelagert, die in den Steinberger See vorbauten. Für diese Deutung spricht die konkordante Unterlagerung der Delta-Sedimente mit lakustrinen Bändersilten und die Überlagerung mit subhorizontal gelagerten Topset-Sedimenten (siehe unten). Die schlecht sortierten, klastengestützten, matrixführenden Kiese sowie auch die matrixgestützten Kiese entstanden wahrscheinlich aus kohäsionslosen Trümmerströmen. Da kein Unterschied im Klastenspektrum, im Rundungsgrad und in der vorherrschenden Klastengröße zwischen den Foresets und den subhorizontal stratifizierten Ablagerungen darüber besteht, werden Letztere als die zugehörigen Topsets gedeutet.

Ein schöner Aufschluss eines über ockerfarbenen bis gräulichen, gebänderten Schluffen progradierenden Deltas ist 100 m außerhalb von ÖK 88, auf ÖK 119, auf der W-Seite der Grundache entwickelt. Dieses Delta keilt nach N aus und wird wieder von jetzt massigen, grünlichen Schluffen überlagert, die nach oben fließend in Grundmoräne übergehen. Durch das Näherkommen des Gletschers und den neuerlichen Seespiegelanstieg ist dieses Delta ertrunken.

Kanal-Ablagerungen

Ablagerungen, die als Reste von Flusskanälen gedeutet werden, sind durch scharfe Untergrenzen charakterisiert. Diese Ablagerungen bestehen meist aus gut bis sehr gut gerundetem, klastengestütztem Kies bis kleinem Blockwerk aus lokal wechselnden Anteilen von Kalkalpin und Kristallin. Intervalle dieser Faziesgemeinschaft sind einige Dezimeter bis selten wenige Meter dick. Die Matrix ist ein ausgewaschener karbonatischer Sand.

Deutung: Die scharfe Untergrenze der Ablagerungen, ihre Zusammensetzung aus klastengestütztem Kies bis Blockwerk, mit gut bis sehr gut gerundeten Klasten sowie die meist spärliche Matrix aus ausgewaschenem Sand zeigen an, dass diese Fazies im Zusammenhang mit starker, langdauernder (perennierender) Wasserströmung zum Absatz kam.

Grundmoräne

Über den Bänderschluften liegt an einigen Stellen beidseits der Grundache sehr unterschiedlich mächtige schluffreiche Grundmoräne mit typischen Merkmalen wie Kompaktheit, scherbigem Bruch und Scherflächen sowie gekritzten Geschieben (Karbonat- und Kristallinklasten). Der Übergang von den Bänderschluften zur Grundmoräne ist durch eine deutliche Zunahme der bis 20 cm großen Dropstones gekennzeichnet, wie man am Weg zur Holzermahd orographisch rechts des Gaismoosbaches beobachten kann. Dort wird die Moräne mit scharfem Kontakt von sandigen, teils schräg geschichteten Schottern (Größtgeröll bis 20 cm), Kiesen und Sanden überlagert (Delta? Eisrandsedimente?). Im hinteren Teil der Grundache fehlt die Grundmoräne weitgehend, auch im Gebiet des Durra- und Enterhofes wurde sie vielfach erodiert.

Eisrandsedimente

An den Flanken der Grundache gibt es in verschiedenen Höhengniveaus leicht flussabwärts geneigte, teilweise terrassierte Verebnungen, auf denen meist dünne Schotterlagen mit einzelnen Anhäufungen von größeren, gut gerundeten Blöcken liegen. Teilweise handelt es sich bei diesen Verebnungen um reine Erosionsformen. An der Oberfläche erkennt man bisweilen seichte Rinnen. Die höchsten dieser Terrassen befinden sich auf einem Felssporn westlich gegenüber der Köhlermahdalm, 120 m über der Grundache bzw. auch im Gipfelbereich der Küler Kögl westlich der „Trockenen Klamm“ und nördlich davon als breite, hoch in die Luft ausstreichende Rinne. Es handelt sich hierbei um alte Bachniveaus der Steinberger Ache, die in einer Phase des Eiszerfalls und einer damit verbundenen Tieferlegung der Erosionsbasis entstanden sind. Die dünnen Lagen von groben Wildbachablagerungen (Kanal-Ablagerungen) auf den Terrassen nördlich des Wasserfalles der Grundache und auf der Trockenen Klamm selbst (SW-Abschnitt) belegen letztlich dieses seit dem Spätglazial bis ins Holozän anhaltende, sukzessive Einschneiden der lokalen Flusssysteme.

Zusammenfassender Sedimentationsablauf vom Pleistozän bis ins Holozän

Der stratigraphisch tiefste Aufschluss ist ein vereinzelt stehender Erosionsrest von grobkörnigen Delta-Foresets auf etwa 870 m SH am orographisch rechten Ufer der Grundache. Aufgrund des Fehlens von Kristallinklasten in den Foreset-Kiesen werden diese daher der Aufstauphase des Steinberger Sees zugeordnet.

Die ab ungefähr 930 m SH aufwärts beginnenden Aufschlüsse sind viel größer und geschlossener, sodass sich hier die Gesamt-Abfolge zwanglos aus der Kartierung ergibt. Entlang der Grundache-Klamm beginnt die quartäre Folge mit rein kalkalpin zusammengesetzten fluviatilen Kiesen, die vor allem aus Schichtflut-Ablagerungen bestehen. Diese Kiese werden von einer mehrere Zehnermeter

dicken Abfolge von Bändersilten des Steinberger Sees scharf überlagert. Der See dürfte anschließend eine gewisse Zeit lang eine mehr oder weniger feste Spiegelhöhe gehabt haben. Dies wird durch die Gemeinschaft von Delta-Foresets und -Topsets entlang des Profils P 5 (Stopp 3) gezeigt. Anschließend stieg der Seespiegel erneut an, das Gilbert-Typ-Delta der „alten“ Grundache ertrank und wurde durch eine mindestens 30 m dicke Folge von Bändersilten, sichtbar in Profil P 11 und 12 (in WISCHOUNIG, 2006) und in einem Großaufschluss zwischen Gaismoosbach und Grundache, überlagert. Man könnte erwarten, dass auch nach diesem Seespiegel-Anstieg Kies in den See geschüttet wurde. Die Trümmerstrom-Ablagerungen in den Profilen P 11 und P 12 könnten dieser Phase zugeordnet werden. Anschließend wurden der gesamte Talkessel von Steinberg und die vorher beschriebene Sedimentfüllung diskordant mit hochglazialer Grundmoräne des Inngletschers überdeckt. Dies ist entlang des oberen Mühlbaches, SW' der Mühlbachmündung und an den Flanken der Grundache in mehreren Aufschlüssen klar ersichtlich. Im Einzugsgebiet der oberen Grundache und des Gaismoosbaches sind vom Höhepunkt der Vereisung jedoch nur Moränen- und Findlingsstreu bzw. umgelagerte Moränen überliefert. Für die Eiszerfallsphase kann man eine rasche Umlagerung und Abtragung vor allem von Moränen erwarten. Für das Spätglazial kann ein wechselhaftes Geschehen von Abtragung und Ablagerung vermutet werden. Während des Spätglazials bis vielleicht noch in das frühe Holozän hinein bildeten sich an Felshängen Schuttmäntel und Schutfächer, die heute bewachsen sind. Entlang der Flüsse und an instabilen Hängen ist das Holozän durch starke Abtragung gekennzeichnet, was letztlich die großen Aufschlüsse im Quartär erzeugte. Die Wiederbewaldung setzte im untersuchten Gebiet vermutlich vor etwa 14,7 ka ein (vgl. PATZELT, 1980). Infolge des anhaltend günstigeren Klimas wurden die Blockgletscher fossil, und auch die Rate der Hangschuttbildung ging rasch zurück. Seit dem Beginn des Holozäns dominierte lineares Einschneiden von Bächen und Flüssen und die damit verbundene Hang-Abtragung entlang der Gerinne. Die flächenhafte Abtragung von Felshängen durch physikalische Verwitterung wanderte in höhere Lagen.

Exkursionsroute

Stopp I

Grundacheklamm, Südportal des Tunnels

Die Grundache durchschneidet zwischen Höhe 970 und 990 m ca. einen querstehenden Felsriegel aus Wettersteindolomit in einer tiefen, aber kurzen Klamm mit Wasserfallstufen. Südlich davon weitet sich das Tal wieder etwas und die Grundache fließt wieder in quartären Ablagerungen. Bei genauem Hinsehen erkennt man nach Überqueren der Grundache unterhalb der Forststraße Quellaustritte, die auf stauende Seesedimente zurückgehen. Es handelt sich um typisch beige bis graue, laminierte Bändersilte (Abb. 3a). Darin eingestreut kommen lagenweise kantengerundete bis gerundete Klasten aus obertriassisch-jurassischen Gesteinen des Einzugsgebietes der Grundache (Abb. 3b) und Dropstones aus kristallinen Gesteinen (v. a. Amphibolit) vor (Abb. 3b). Schön ersichtlich sind Belastungs- und Anlagerungsgefüge der Bändersilte um die Klasten herum. Diese Sedimente setzen sich orographisch links (westlich) des markanten Wettersteinturmes fort und sind im nächsten Stopp 2 von N in ihrer Mächtigkeit einsehbar.

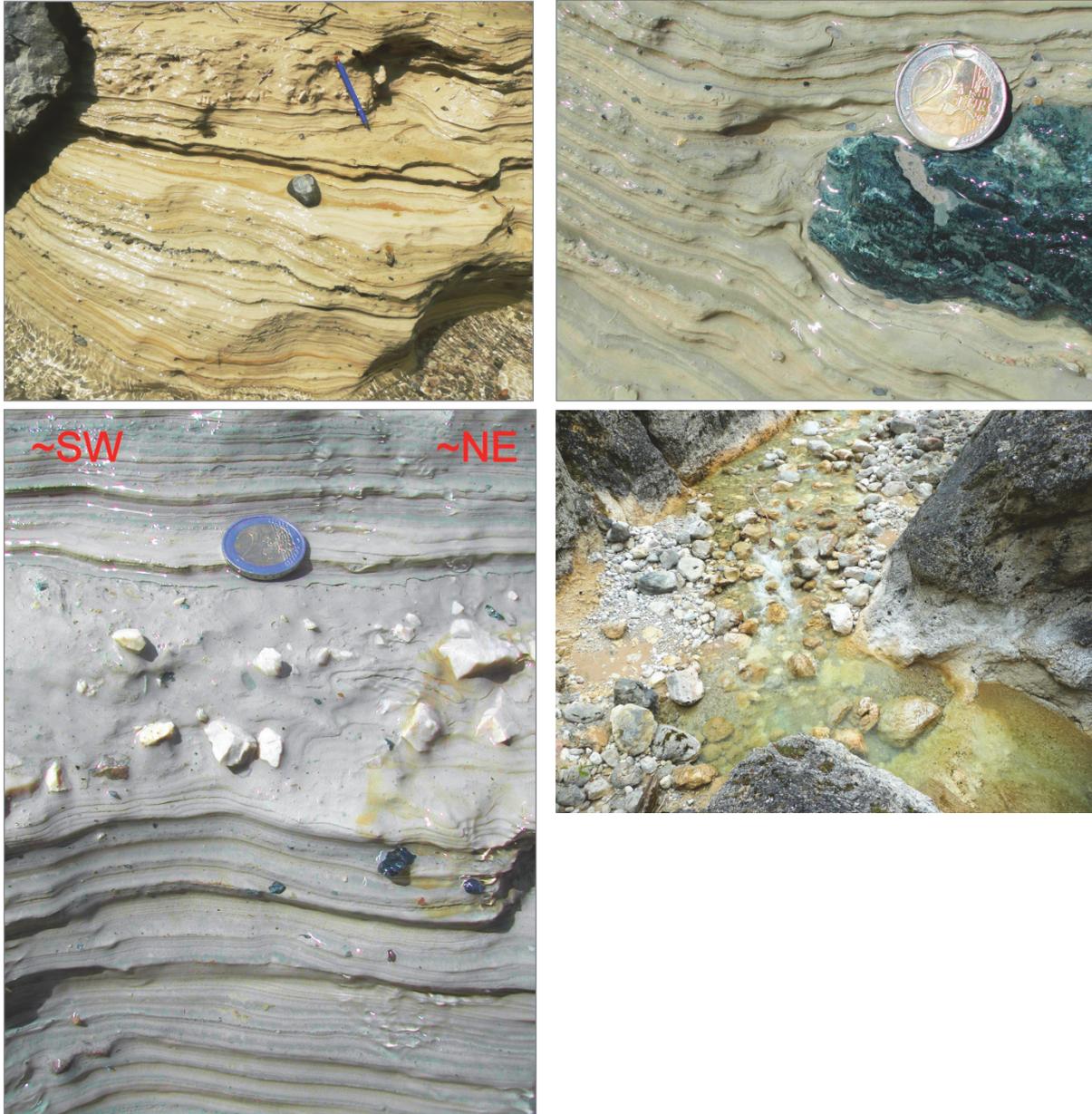


Abb. 3a (oben links): Bändersilte mit dünnen karbonatischen und kristallinen Kieslagen orographisch links der Grundache, Höhe 990 m südlich des Tunnels.

Abb. 3b (unten links): Detail einer dm-dicken Einschaltung aus eckigen Karbonatklasten in siltig-schluffiger Matrix (debris flow).

Abb. 3c (oben rechts): Dropstone (Amphibolit) mit Belastungs- und Anlagerungsgefügen in den Bändersilten.

Abb. 3d (unten rechts): Epigenetischer Durchbruch der Grundache durch den Wettersteindolomitriegel (rechts) mit dem Beginn des alten verstopften Bachlaufes (links). Lokalität Wassermessstelle am Tunnel-Südportal.

Stopp 2

Grundacheklamm, Einmündung Schauertalbach

Blick zurück auf die epigenetische Klamm der Grundache mit Wasserfall und auf verstopfte alte Taläufe: Profilabfolge W' des Wasserfalls: Unten einige Meter vorwiegend schlecht sortierter, geschichteter kalkalpiner Kies mit subgerundeten bis gerundeten Klasten, die völlig frei von Kristallin sind

(Schichtflut-Ablagerungen). Die Schichtflut-Ablagerungen sind durch spätglaziale bis holozäne fluviatile Sedimentations- und Erosionsprozesse terrassiert und werden von einer Abfolge glazio-lakustriner grau-gelblicher Bändersilte mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern überlagert. Nach oben zeigt sich der Übergang in schräg geschichtete Kiese (Foresets) eines Gilbert-Typ-Deltas.

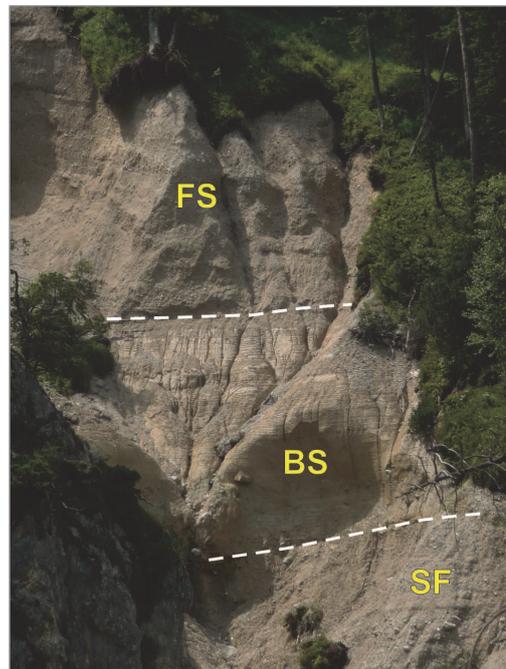


Abb. 4a (oben): Blick zurück auf die epigenetische Klamm der Grundache mit Wasserfall und auf verstopfte alte Talläufe links und rechts davon.

Abb. 4b (unten links): Blick auf den tiefen Einschnitt der Grundacheklamm im SE-fallenden Wettersteindolomit, mit Wasserfall und Kolkstrukturen. Der Klammverlauf ist durch Störungen vorgeprägt.

Abb. 4c (unten rechts): Profilabfolge westlich des Wasserfalls mit Abfolge von Schichtflut-Ablagerungen (SF), Bändersilten (Bottomsets, BS) und Deltakiesen (Foresets, FS).

Stopp 3

Grundacheklamm, Terrasse: Blick auf Deltakomplex

etwa 150 m talabwärts von Stopp 2: Mächtiger, langgezogener Terrassenkörper, ca. 30 m über dem heutigen Grundache-Niveau gelegen. Diese Terrasse besteht, wie die meisten in diesem Schluchtabschnitt, großteils aus Schichtflut-Ablagerungen (Abb. 5a). Der Top der Terrassen wird, soweit in einzelnen Aufschlüssen ersichtlich, von einer „Panzerlage“ aus deutlich gröberkörnigen Kanal-Ablagerungen gebildet. Diese Kanal-Ablagerungen enthalten auch Steine und Blöcke von Kristallin und können demnach nur spätglaziales oder frühholozänes Alter aufweisen.

Terrassen, die aus Schichtflut-Sedimenten bestehen und an etlichen Orten durch ihre niedrige Höhenlage über der Grundache gekennzeichnet sind, könnten holozäne Bildungen sein.



Abb. 5a: Hohe Terrassen entlang der Grundache, im Kern aus Schichtflut-Sedimenten bestehend, im Spätglazial bis Holozän als Terrasse herauspräpariert.

Von der Terrasse hat man einen instruktiven Blick auf den gegenüberliegenden großen Deltakomplex mit basalen Schichtflut-Ablagerungen, darüber Bändersilten mit Dropstones aus Amphibolit, mächtigen Delta-Foresets, Delta-Topsets und einem Schutfächer (Talus) (Abb. 5b–g).



Abb. 5b: Überblick über den großen Deltakomplex an der Westseite der Grundacheklamm: SF Schichtflut-Ablagerungen, BS Bändersilte (Bottomsets), FS Deltakiese (Foresets), TS Deltakiese (Topsets), TA (Talus).

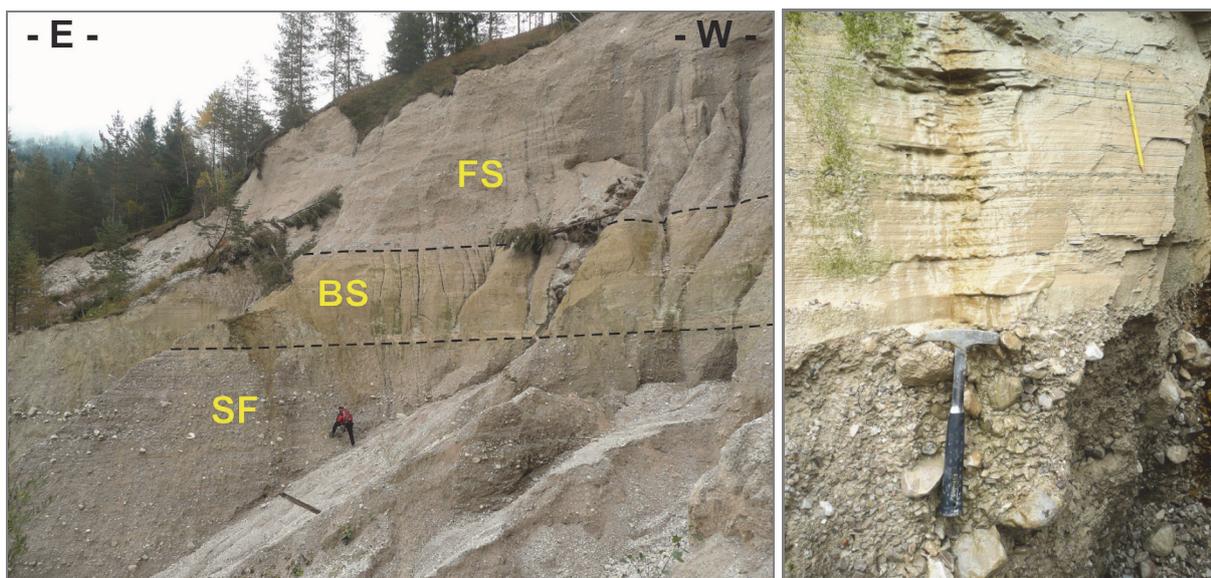


Abb. 5c: (links) Nahaufnahme der bottom- und Foresets mit downlap der 20–30° ostfallenden Schichtungsblätter auf den fast horizontal liegenden Bändersilten. Kollege J. Reitner als Größenvergleich.

Abb. 5d: (rechts) Scharfer Übergang der Schichtflut-Ablagerungen (hier mit viel eckigen Klasten) in anfangs massige, dann gebänderte Silte („drowning“).

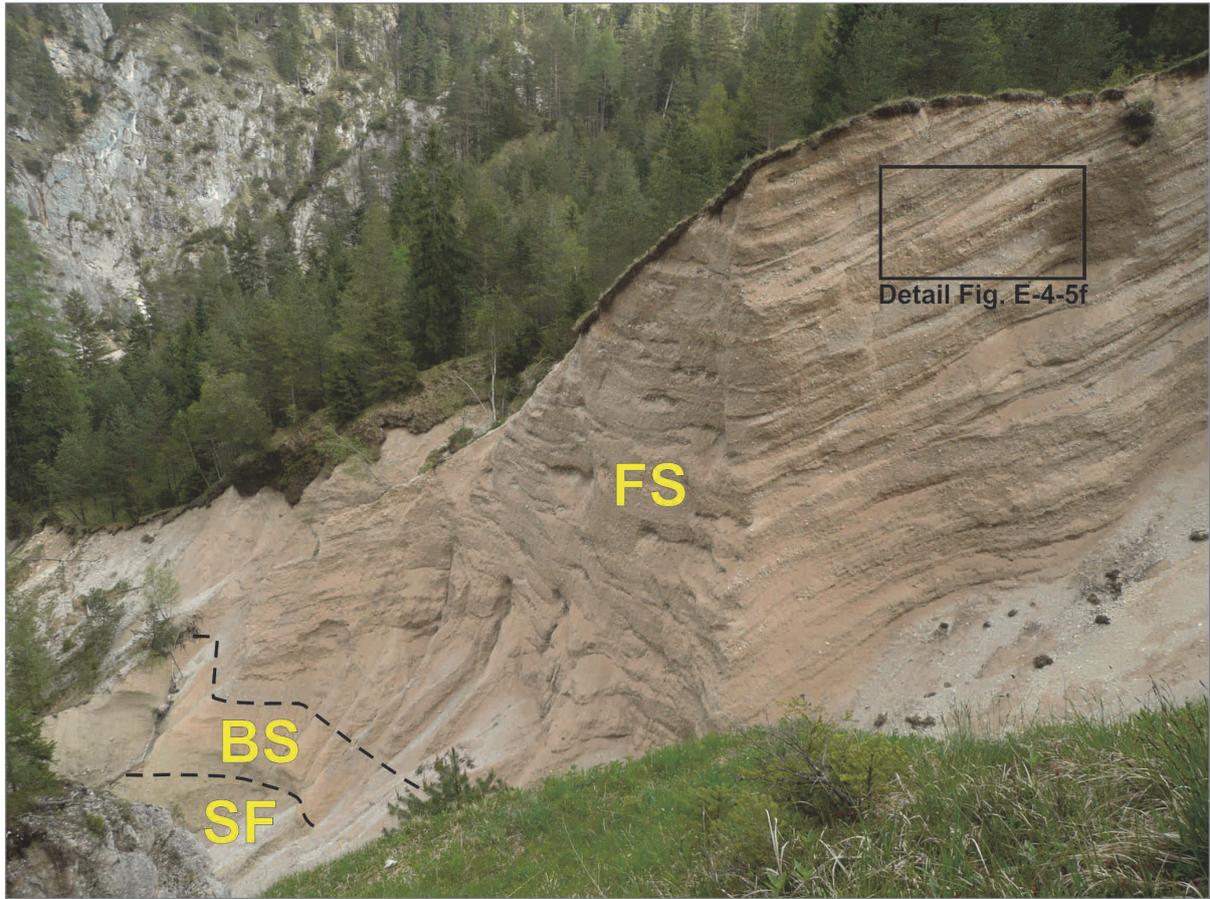


Abb. 5e (oben) Blick auf die Delta-Foresets (e) und
Abb. 5f (unten) Detailausschnitt mit dem Wechsel von matrixgestützten und fast matrixfreien
Kies- und Steinlagen.

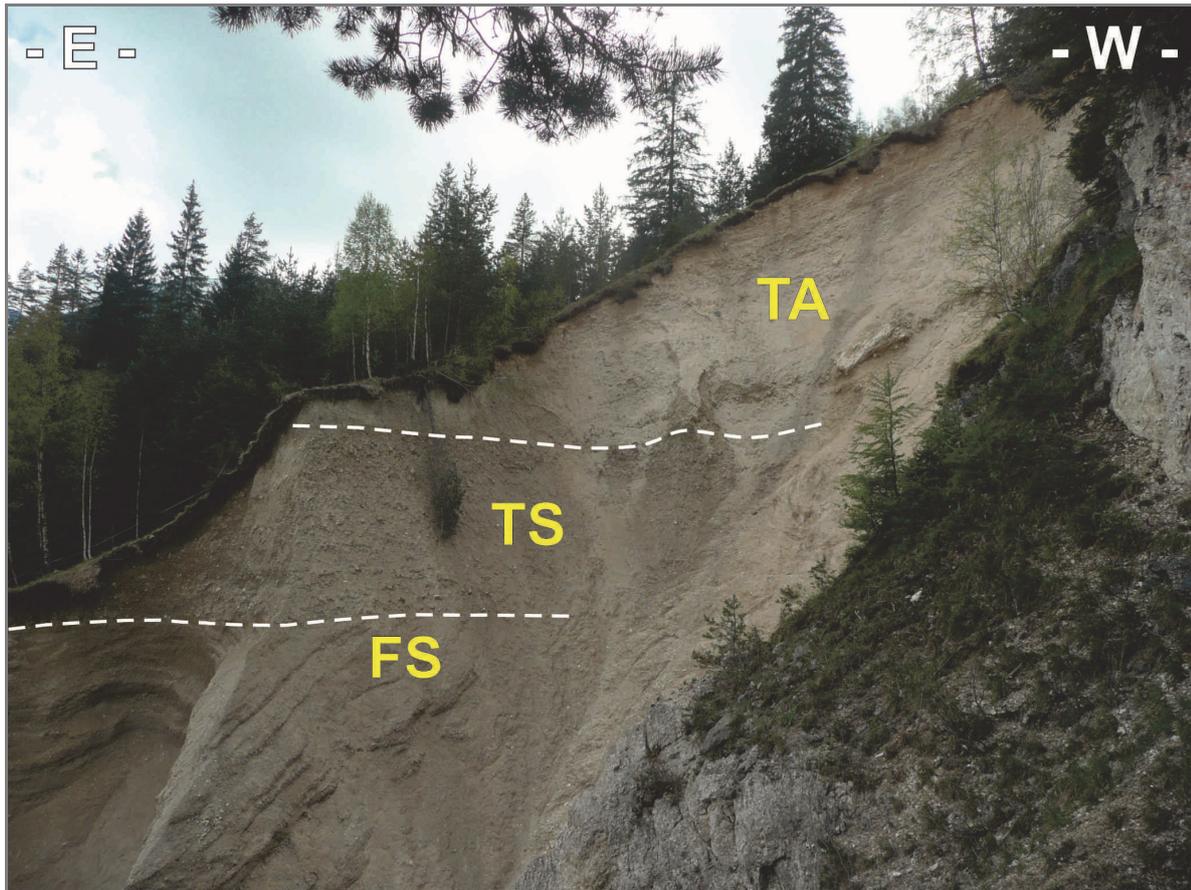


Abb. 5g: Der Übergang von Delta-Foresets (FS) zu -Topsets (TS) und der überlagernde Schuttfächer (TA).

Stopp 4

Grundacheklamm: Blick auf den Mündungsbereich des Gaismoosbaches

Der Gaismoosbach mündet heute an einer klammartigen Steilstufe mit Wasserfällen, eingeschnitten in Wettersteindolomit, in die Grundache. Etwa 100 m stromaufwärts der Grundache jedoch setzt der Wettersteindolomit aus und ein großer Aufschluss von fluviatilen Sedimenten (Schichtflut-Ablagerungen) und Bändersilten setzt ein (Profile P 2 und P3 in WISCHOUNIG, 2006).

Auch diese Lockersedimente sind rechts und links durch steile Wände aus Wettersteindolomit begrenzt, es handelt sich hier um die „alte“ Gaismoos-Klamm, die während der Sedimentation im Steinberger See vollständig aufgefüllt wurde (Abb. 6a).

Grundacheklamm: „Klebekonglomerate“

Auf der orographisch rechten Seite der Grundacheklamm, nahe am Eingang zur „Trockenen Klamm“, „klebt“ an einer senkrechten Wand des Wettersteindolomits ein ungefähr 20 m hoher Erosionsrest aus Konglomeraten (Details siehe Kap. „Fluviatile Konglomerate“, vorne) (Abb. 6b, c). Die matrix-freien Linsen im Konglomerat wurden mit einem dünnen Saum mikritischen Zements lithifiziert. Punktuell ist dieser von einem isopachen Saum von kristallinem Kalzitcement überlagert. Der Kalzitcement einer Probe lieferte ein U-Th-Alter von 29.694 ± 1.770 a (OSTERMANN, 2006).

Die Konglomerate an der rechten Wand der Grundache-Klamm zeigen, dass die Sedimentation in diesem Klammabschnitt vor mindestens etwa 31,5–28 ka (U-Th-Alter einschließlich des 2-Sigma-Standard-Fehlers) erfolgte und damit die Klamm auch mindestens so alt sein muss. Das absolute Alter der Zemente fällt recht genau mit dem durch die Radiokarbon-Methode ermittelten Alter der Bänder-tone bei Fritzens im Inntal zusammen (s. FLIRI, 1973).

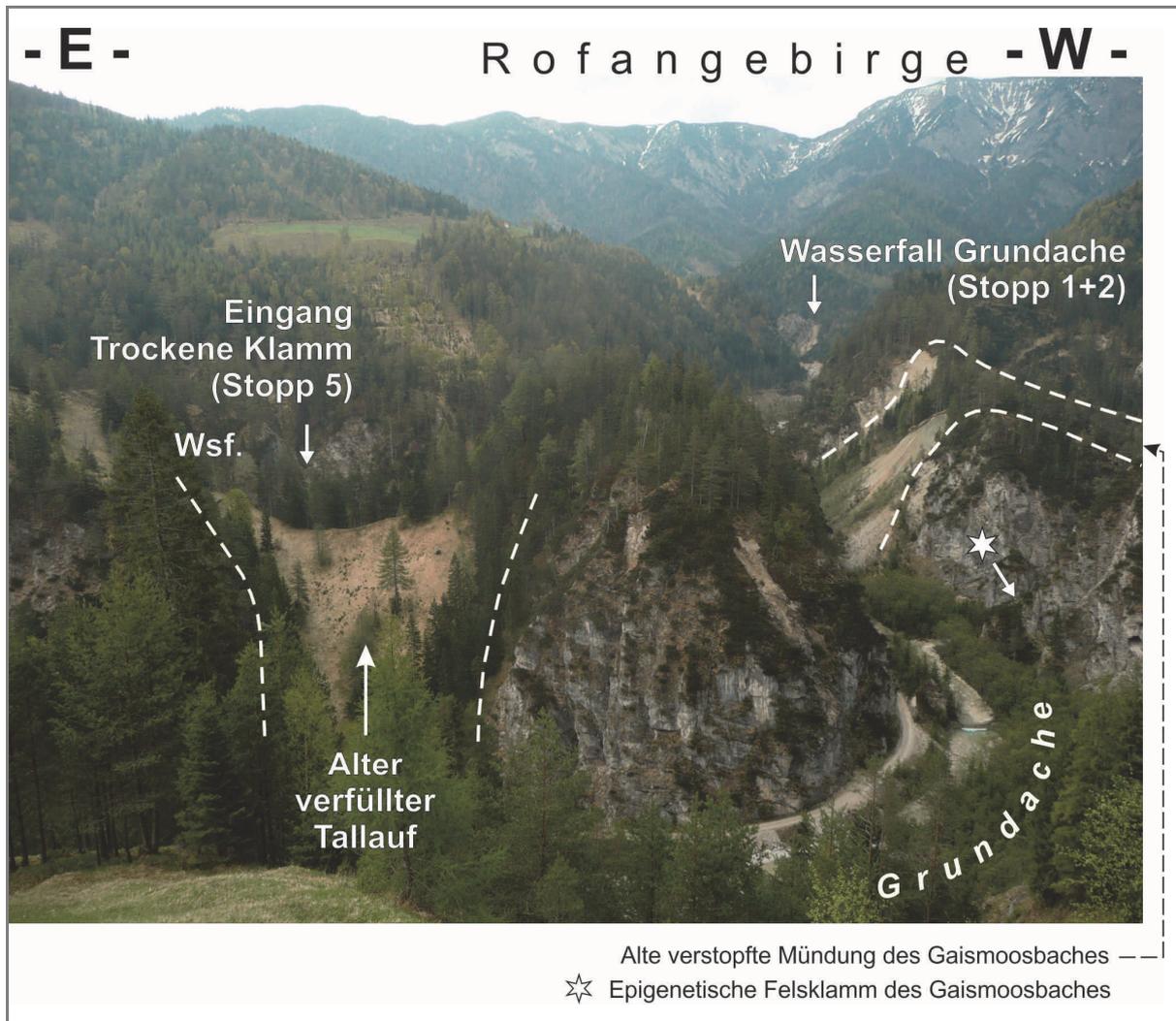


Abb. 6a: Blick von N auf die Grundacheklamm und alte verfüllte Klammstrecken. Im Vordergrund die beiden „Inselberge“ zwischen Grundache und „Trockener Klamm“.

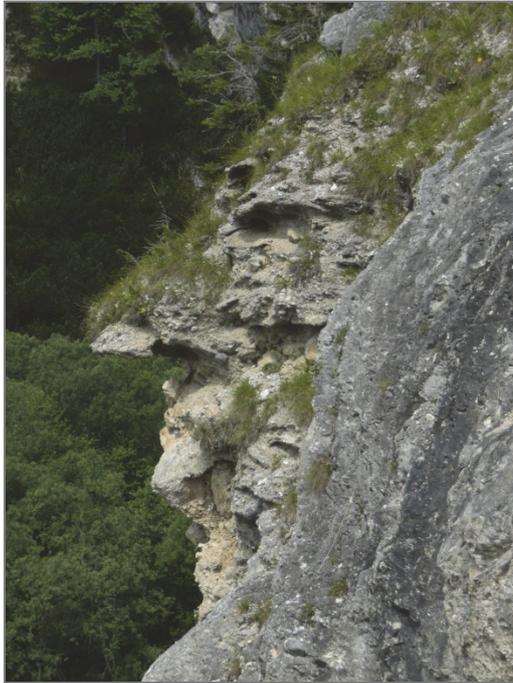


Abb. 6b: Die „Klebekonglomerate“ an der rechten Klammwand der Grundache.

Stopp 5

„Trockene Klamm“

Ein spektakuläres Beispiel einer inaktiven bzw. reliktschen Klammstrecke bietet die im Volksmund als solche ausgewiesene „Trockene Klamm“ (auf der Alpenvereinskarte, Blatt Rofan, Ausgabe 2005, „Kögel Klamm“). Die Trockene Klamm zweigt orographisch rechts im rechten Winkel von der heute aktiven Grundache-Klamm nach NE ab. In ihrem erhaltenen „Oberlauf“ ist die Trockene Klamm teilweise mit Sediment gefüllt, das in einer 20 m hohen Böschung angerissen ist (Abb. 6a, c, d). Die steilen Felswände rechts und links zeigen eine alte Schluchtstrecke an. Der untere Teil der genannten Sedimentfüllung ist aus schlecht sortierten Schichtflut-Ablagerungen aufgebaut, es sind dies vorwiegend sandige, kalkalpine Kiese mit einzelnen Steinen. Kristallinklasten fehlen! Auf diesen Sedimenten liegt, heute etwa 20 m über dem Niveau der Grundache, mit scharfer Grenze ein trockenengefallener Wildbach-Kanal, der die heutige Oberfläche des noch erhaltenen „Oberlaufes“ der Trockenen Klamm bildet (Abb. 6c, d). Das Wildbachbett ist durch flache Kiesbarren, seichte Kanäle und gut bis sehr gut gerundete Blöcke bis etwa 1 m Durchmesser aus Wettersteindolomit, aber auch aus Kristallin charakterisiert (Kanal-Ablagerungen). Das einstige Wildbachbett ist spärlich bewachsen, aber als solches noch bestens erhalten (Abb. 6d).

In der ehemaligen Fließrichtung des Baches endet das Geschiebebett an einer orographisch rechts aus dem Untergrund kommenden Felssteilstufe, die ehemals einen 8 m hohen Wasserfall bildete (Abb. 6e, f). An der orographisch linken Seite der Klamm erkennt man zwischen hohen Wettersteindolomitriegeln noch einen alten Tallauf, der nur zur Hälfte ausgeräumt wurde und aus wenigen Aufschlüssen einen Aufbau aus Schichtflut-Sedimenten und darüber Bändersilten erkennen lässt. Diese alte Talstrecke stößt nach NW im rechten Winkel auf die heutige Grundacheklamm. Ihre Anlage ist strukturell durch NW-SE-Störungen vorgeprägt (siehe geol. Karte, vgl. Abb. 6a).

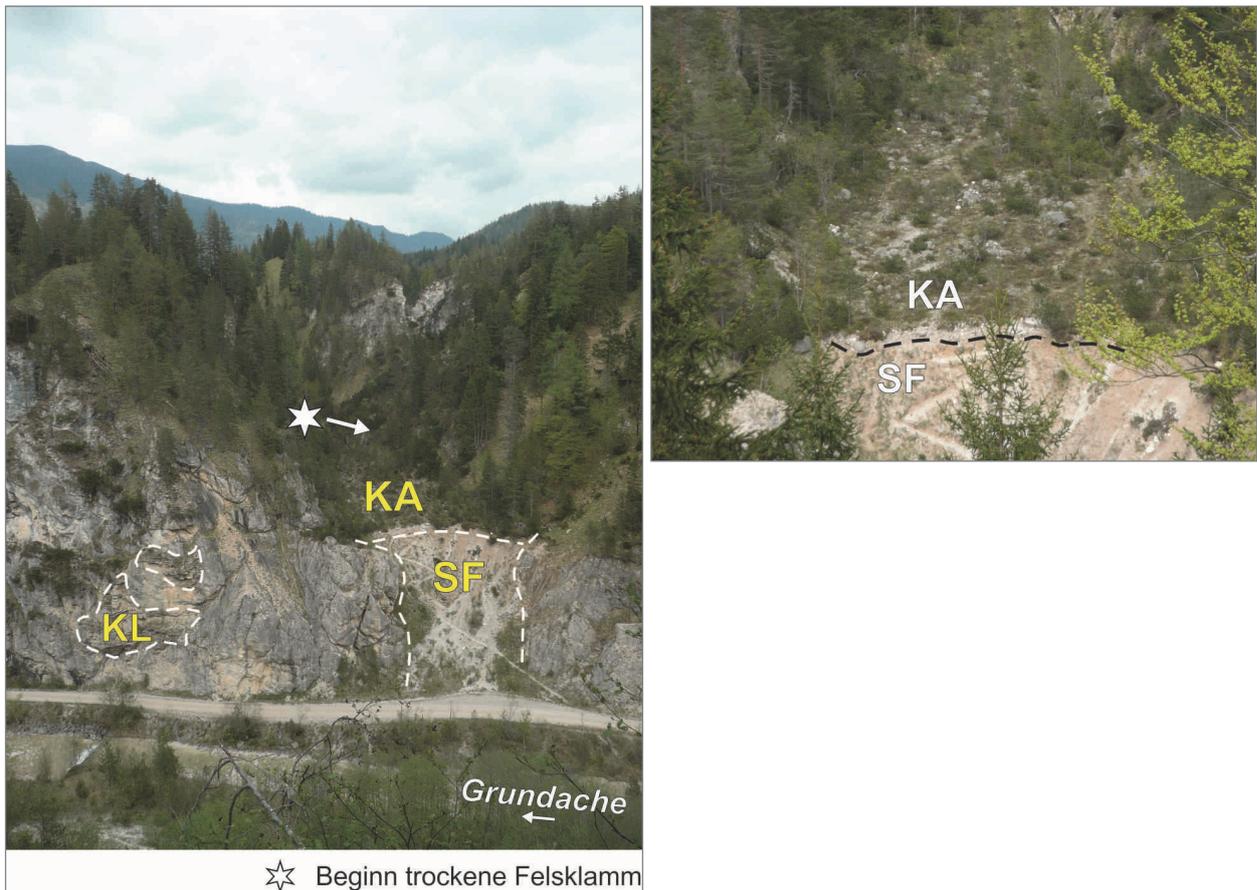


Abb. 6c (links): Blick nach SW auf den Eingang in die Trockene Klamm mit den Schichtflut-Ablagerungen (SF), dem Wildbachbett (KA) und den „Klebekonglomeraten“ links an der Wand.

Abb. 6d (rechts): Detail des Wildbachbettes.

Der Wasserfall zeigt eine etwa 70–80° steile, immer noch glattgeschliffene Wand, mit einer etwa 1 m breiten und einige Dezimeter tief eingesenkten Felsrinne, die unten in einem gut erhaltenen, rundlichen Prallbecken endet (Abb. 6f). Dieses enthält jüngeren, angularen Schutt aus Wettersteindolomit, der von den Wänden der Klamm abgewittert ist. Unterhalb des ehemaligen Wasserfalls findet sich über eine Strecke von etwa 500 m eine voll ausgebildete, mindestens 100 m tief in den Wettersteindolomit eingeschnittene wasserlose Klamm (Abb. 6g).

Stromabwärts des Wasserfalls der Trockenen Klamm ist heute der ganze Klamm-Grund nur mit einer dünnen Haut sehr junger Sedimente bedeckt (Abb. 6g). Hierbei handelt es sich um Material aus den Sturzkegeln entlang der Klammwände, das geringfügig fluviatil umgelagert wurde. An einer Stelle trat (2002) der Felsgrund der Klamm im ehemaligen Bachverlauf kurz zutage.



Abb. 6e/f: Der Eingang zum Felsabschnitt der „Trockenen Klamm“ (links) und die Wasserfallstufe mit ausgekolktem Prallbecken (rechts).

Die Beobachtung, dass der „Oberlauf“ der Trockenen Klamm in seinem unteren Teil mit Schichtflut-Ablagerungen gefüllt ist, belegt die Existenz eines in den Fels eingeschnittenen Tales bereits zum Zeitpunkt der Verfüllung mit Schichtflut-Sedimenten.

Die Beobachtung, dass in der Trockenen Klamm die rein kalkalpinen Schichtflut-Sedimente von Kanal-Sedimenten mit Kristallin überlagert werden – und dies in einer Position >100 m tiefer als die Topsets der Delten –, belegt, dass diese Kanal-Sedimente bei der spätglazialen bis holozänen, starken erosiven Ausräumung des Quartärs entstanden. Die Trockene Klamm muss also bis vor vergleichsweise kurzer Zeit (?Spätglazial bis ?Holozän) aktiv gewesen sein und hat höchstwahrscheinlich das Hauptentwässerungssystem gebildet; dies wird auch durch die noch sehr gute Erhaltung der Klammwände sowie des Wildbachbetts innerhalb der Klamm angezeigt. Das Wildbachbett in der Trockenen Klamm und dessen Ende an einer Wasserfall-Stufe auf Felsgrund zeigt aber, dass die Formbildung der Trockenen Klamm durch rückschreitende Erosion vor allem des obersten Knickpunktes bis vor nicht allzu langer Zeit noch aktiv war. Die ebenso prä-lakustrine Anlage der Grundache-Klamm wird durch die oben erwähnten Konglomerate sowie durch die Schotter im Liegenden der Bändersilte belegt. Zusammenfassend kann man folgern, dass unter Zugrundelegung der U-Th-Zementalter das Flussnetz in seiner ursprünglichen Anlage zumindest 30.000 Jahre alt ist und bis heute immer wieder genutzt wird, dabei jedoch im Gang der Stadiale und Interstadiale wechselnd aufschotterte, von Sedimenten verlegt und wieder freigeräumt wurde.

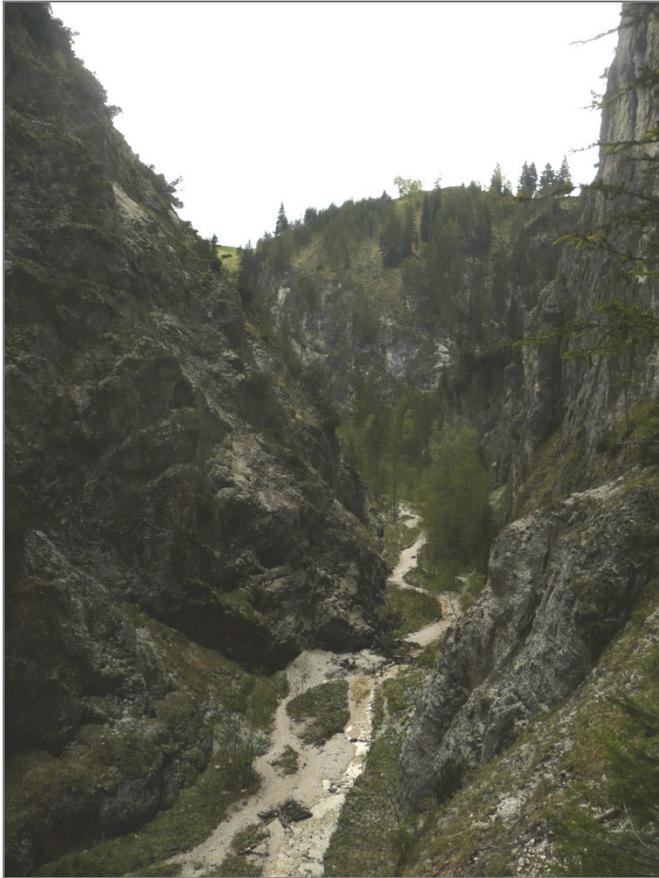


Abb. 6g: Der Unterlauf der Trockenen Klamm kurz vor Einmündung in die Grundache.

Literatur

Alpenvereinskarte 1:25.000, Blatt 6 Rofan, Ausgabe 2005.

AMPFERER, O. (1905): Aus der geologischen Geschichte des Achensees. – Zeitschr. des Alpenvereins, 1905, 1–15, Innsbruck.

AMPFERER, O. (1914): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 Österreich-Ungarns, Blatt Achenkirchen. – 30 S., Geol. R.-A., Wien.

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.

DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. – 176 S., Inaugural-Diss. Fak. f. Geowissenschaften, LMU – München.

FLIRI, F. (1973): Beiträge zur alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., N.F. Suppl., 16, 1–14, Berlin – Stuttgart.

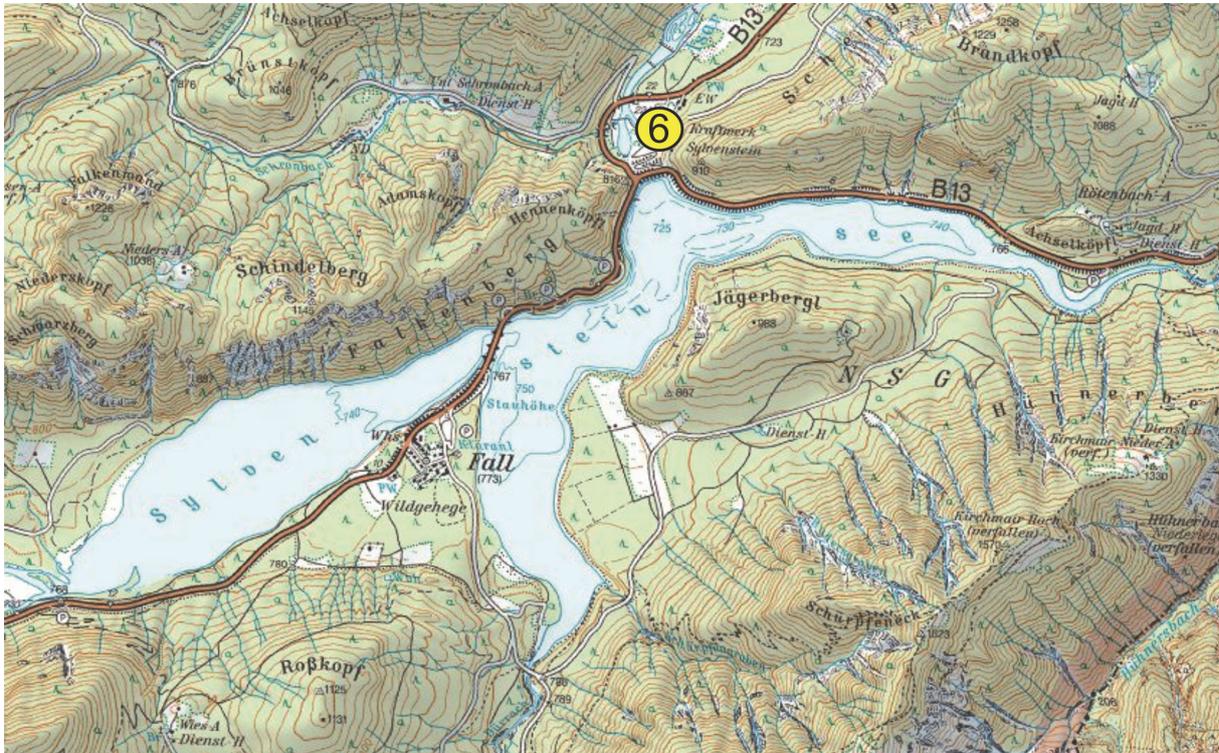
HANTKE, R. (1978–1983): Eiszeitalter: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 3 Bde. (Bd. 1, 1978, 468 S., Bd. 2, 1980, 703 S., Bd. 3, 1983, 730 S.), Thun (Ott Verlag).

HIRTLREITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münchner Geographische Abhandlungen, Reihe B, 15, 159 S., Geobuch-Verlag, München.

HORVACKI (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sediment-petrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 124 S., 3 Beil., Innsbruck.

- KERSCHNER, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – Innsbrucker Geographische Studien, 20, 47–55, Innsbruck.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, CH. & PSENNER, R. (Hsg.): Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus. (alpine space – man & environment vol. 6), 5–26, Innsbruck (University Press).
- KLEBELSBERG, R. v. (1913a): Das Relief des alten Inngletschers im Alpen Museum (München). – Mitt. d. Alpenver., 1913, S. 278.
- KLEBELSBERG, R. v. (1913b): Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen. – Zeitschr. d. Alpenver., 1913, 26–39, Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v. (1914): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, IV. Die Voralpen zwischen Loisach und Isar. Mit Karte 1:150.000. – Zeitschr. f. Gletscherk., VIII, 1913/1914, S. 243, Berlin.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Die Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Bornträger Verlag).
- OSTERMANN, M. (2006): Thorium-uranium age-dating of “impure” carbonate cements of selected Quaternary depositional systems of western Austria: results, implications, problems. – Unpubl. PhD Thesis, University of Innsbruck, 173 pp., Innsbruck.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. – In: Jahresber. Österr. geogr. Ges., 76/77, 11–18, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd I-III, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- REITNER, J.M. (2006): Landschaftsentwicklung vom Neogen bis in das Quartär. – In: SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau, 27–38, Geol. B.-A., Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, 164–165, 64–84,
- REITNER, J., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, 18, 43–51.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus: geol. Gesch. Österr., Veröff. Geol. B.-A., 2, 24 S., I Kte. 1:500.000, Verl. d. Geol. B.-A., Wien.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2004): Quaternary glaciations in Austria. – In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 1–13, Amsterdam (Elsevier).
- WISCHOUNIG, L. (2006): Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung. – Unpubl. M. S. thesis Univ. Innsbruck, 105 S., 118 Figs., 12 Taf., Innsbruck.
- WOLF, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebiets in Tirol. – Mitt. Geogr. Ges. München, 15, 147–304, München.
- WOLF, H. v. (1924): Eiszeitstudien im Risser Gebirge. – Mitt. geogr. Ges. München, 17, 255–274, München.

Exkursion E4b – Der Sylvensteinspeicher Freitag, 23. 09. 201 I



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

6. Stopp: Thema Hochwasserproblematik an der Isar.

A. Die Dammerhöhung bewährte sich 1999 und 2005

Führung: T. LANG

Der Sylvensteinspeicher ist mit 125 Mio. m³ Speichervolumen nur noch die zweitgrößte staatliche Talsperre Bayerns. Aber er stellt heute mit etwa 85 Mio. m³ nahezu die Hälfte des in staatlichen Wasserspeichern bereit gehaltenen Hochwasserschutzvolumens zur Verfügung. Seit 50 Jahren ist der Sylvensteinspeicher nun ein fester Bestandteil des Isartales und hat seinen Bewohnern gute und zuverlässige Dienste beim Hochwasserschutz erwiesen und in langen Trockenphasen für eine ausreichende Wasserführung der Isar gesorgt.

„50 Jahre Sylvensteinspeicher“ – hinter diesem im Jahr 2009 gefeierten Jubiläum verbirgt sich ein langer wasserwirtschaftlicher Prozess. Die Sicherheit der Anlage hatte dabei stets höchste Priorität. Und so ist es für die Wasserwirtschaftsverwaltung selbstverständlich, dass die Anlagen des Speichers nicht nur sorgfältig überwacht, sondern auch die Bemessungsgrundlagen stets erneut überprüft werden. Gestiegene Sicherheitsanforderungen und Defizite der Anlage, die nach umfangreichen Untersuchungen aufgezeigt wurden, führten in den Jahren 1994 bis 2001 zu einem rund 30 Mio. € teuren Paket von Nachrüstungsmaßnahmen. Kernpunkte bildeten die mit einer Dammerhöhung um 3 m verbundene Vergrößerung des Hochwasserrückhalteraumes um 20 Mio. m³ und die Errichtung einer zusätzlichen Hochwasserentlastungslage.

Am 22. Mai 1999 flossen während des „Pfungsthochwassers“ rund 920 m³/s in den Sylvensteinspeicher, dies entspricht statistisch gesehen in etwa einem 150- bis 200-jährlichen Hochwasserereignis. Insgesamt konnten von der rund 88 Mio. m³ großen Fülle der Hochwasserwelle rund 58 Mio. m³ – also etwa 66 % – im Sylvensteinspeicher zurückgehalten werden. Dabei stieg der Speicherwasserspiegel innerhalb von 30 Stunden um 12,85 Meter an und blieb mit seinem Höchststau von 762,85 m NN nur 15 cm unterhalb des zulässigen Hochwasserstauziels. Als großes Spektakel für die Öffentlichkeit erwies sich der Einsatz der neuen Hochwasserentlastungsanlage. Noch wesentlich dramatischer entwickelte sich das Hochwasser im August 2005, das mit einem Zufluss von 1.100 m³/s als etwa 300-jährliches Ereignis eingestuft wird. Trotz schwieriger Bedingungen gelang es, die Isaranlieger von Bad Tölz bis Moosburg vor größeren Hochwasserschäden zu bewahren.

Planung, Bau und Nachrüstung des Sylvensteinspeichers sind ein gutes Beispiel für weitsichtige und erfolgreiche Landespolitik. Trotz teilweise erheblicher Widerstände – insbesondere gegen die Dammerhöhung – haben die verantwortlichen Wasserwirtschaftsbehörden die notwendigen Schritte zielstrebig und konsequent umgesetzt. Pfingsten 1999 und im August 2005 hat die Natur die verbesserte Schutzwirkung des Sylvensteinspeichers auf die Probe gestellt. Gott sei Dank standen zu diesen Zeitpunkten bereits die neue Hochwasserentlastung und die wesentlichen Elemente der Dammerhöhung zur Verfügung, so dass die gewaltigen Hochwasserfluten wirkungsvoll beherrscht werden konnten und in den Städten und Gemeinden des Isartals keine gravierenden Schäden auftraten.

In Anbetracht des riesigen Schadenspotentials, das unterhalb des Sylvensteinspeichers besteht, kann der Wert dieser Hochwasserschutzeinrichtung wohl nicht hoch genug eingestuft werden. Dies bestätigte im Jahre 1999 auch die damalige Staatssekretärin Christa Stewens vom zuständigen Bayerischen Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, angesichts der verhinderten Schäden in Millionenhöhe, mit den Worten: „Selten hat sich eine Vorsorgemaßnahme gegen Naturkatastrophen so schnell bezahlt gemacht.“



Abb. 1: Sylvensteinspeicher am 24. 08. 2005.

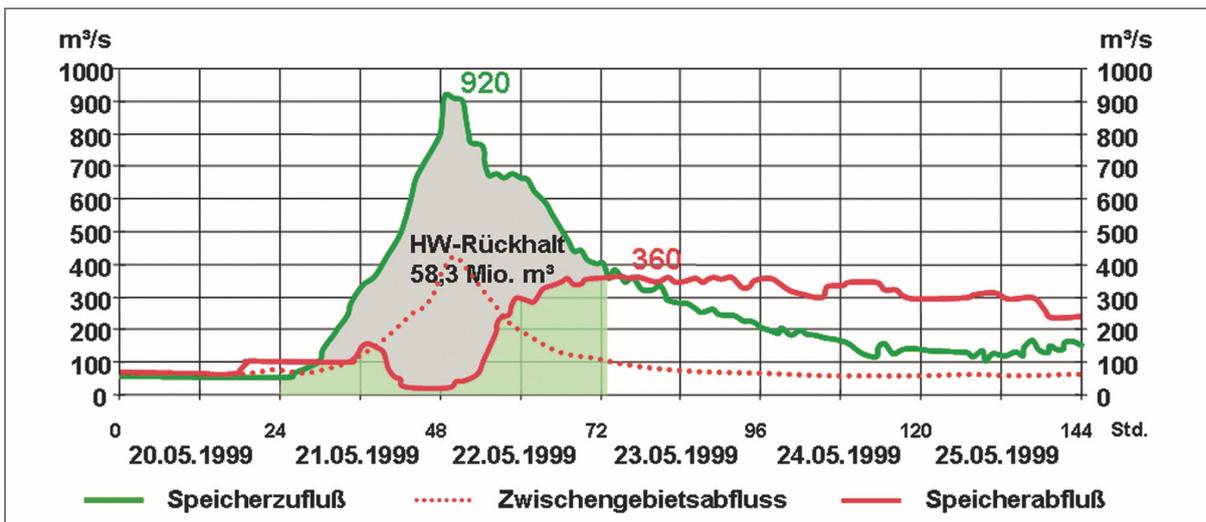


Abb. 2: Hochwasserbewirtschaftung 1999 am Sylvensteinspeicher.

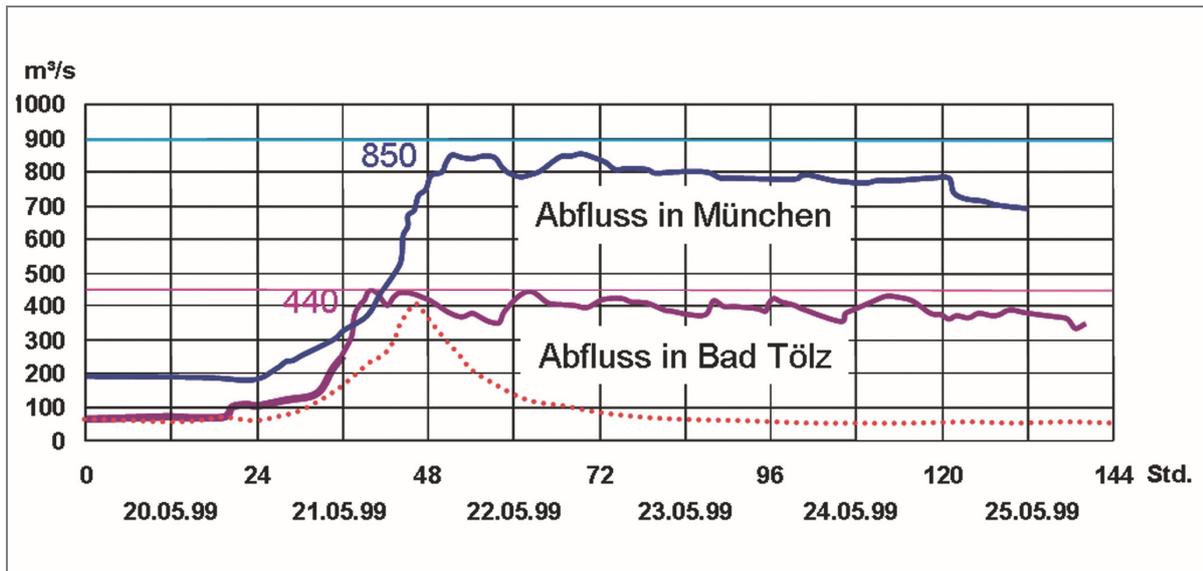


Abb. 3: Hochwassersituation in Bad Tölz und München.



Abb. 4: Hochwasserentlastung 1999 ($260 \text{ m}^3/\text{s}$).

B. Die Planungen zur Ertüchtigung von Staudamm und Untergrund

G. OVERHOFF, T. LANG und M. POPP

Führung: T. LANG

Vorspann

Der Sylvensteinspeicher soll nach 50-jähriger Betriebszeit durch eine zusätzliche Schlitzwand im Damm und Untergrund sowie mit einem neuen Überwachungssystem für das Sickerwasser ertüchtigt werden. Die vorgesehenen Maßnahmen sind auch als Vorsorge gegen die Folgen möglicher Klimaänderungen zu verstehen, da die Größe und enge Abfolge der jüngeren Hochwasserereignisse in den Jahren 1999, 2002 und 2005 eine künftig stärkere Beanspruchung der Talsperren im alpinen Raum aufgrund des Klimawandels erwarten lassen.

Einführung

Der Freistaat Bayern investiert hohe Summen in den Hochwasserschutz seiner Städte und Gemeinden. Alleine durch das Hochwasser-Aktionsprogramm 2020 wurden seit dem Pfingsthochwasser 1999 über 1 Mrd. € verbaut. Neben dem verstärkten Rückhalt in der Fläche sowie linearen Schutzbauten an den großen Flüssen in Form von Deichen, Schutzwänden und mobilen Elementen, stehen auch der gute Zustand und die Sicherheit der Hochwasserrückhaltespeicher im Blickpunkt.

Der Sylvensteinspeicher erfüllt als Bayerns ältester und wichtigster Wasserspeicher seit 1959 an der Isar seine Aufgaben u. a. beim Hochwasserschutz und hat bei den großen Hochwasserabflüssen seine Schutzfunktion insbesondere für die Landeshauptstadt München eindrucksvoll bewiesen.

Detailuntersuchungen des Dammes

Der ursprünglich 42 m hohe und 180 m lange Damm gründet auf einer 100 m tiefen, mit Flussschleife verfüllten Erosionsrinne im Hauptdolomit, die beim Bau in den 1950er Jahren durch mehrreihige Injektionsschleier mit Tongel abgedichtet wurde. Der schlanke zentrale Dichtungskern besteht aus einem künstlich zusammengesetzten Erdbeton (Kies, Feinsand, Schluff mit Bentonitzugabe) mit anschließenden luft- und wasserseitigen Kaminfiltern aus Moränenkies. Der Stützkörper aus Flusskies mit Böschungsneigungen von 1:1,75 bis 1:2,5 prägt mit dem Steinsatz bzw. der Böschungsbegrünung das Bild der Dammoberfläche.

Jüngere Probebohrungen in den Dammuntergrund brachten Hinweise auf Bereiche erhöhter Durchlässigkeiten in der Dammgründungsebene und der Untergrundabdichtung. Die Ergebnisse der Untersuchungen und ihre kritische Bewertung unter Einbeziehung der gültigen DIN 19 700 (2004) ließen es sinnvoll erscheinen, mit den heutigen technischen Möglichkeiten eine zusätzliche Dichtung in den Dammkern und Untergrund einzubauen sowie ein komplett erneuertes Messsystem für Sickerwasser vorzusehen.

Konzept zur Damm-Ertüchtigung

Die Talsperre liegt in einem wertvollen Naturraum, der Staudamm selbst im FFH-Gebiet. Um das äußere Erscheinungsbild des Bauwerks nicht zu verändern, wurden Lösungsansätze durch Maßnahmen im Damminnern verfolgt.

Als beste Lösung erwies sich eine 2-Phasen-Schlitzwand, deren Lage im Kern gegenüber der Dammachse geringfügig zur Luftseite versetzt wird. Die angemessene Tiefe der Schlitzwand wurde durch mehrere bis zu 140 m tiefe Erkundungsbohrungen in den Dammuntergrund und Finite-Elemente-Berechnungen ermittelt. Die Wechsellagerung der Kies- und Feinsedimentschichten und die stark schwankenden Durchlässigkeiten in der alten Untergrundabdichtung lassen ein Abteufen der Schlitzwand bis ca. 70 Meter unterhalb der Dammkrone sinnvoll erscheinen.

Zudem ist die Wiederherstellung eines nachweislich funktionsfähigen und aussagekräftigen Sickerwassermesssystems für die bayerische Wasserwirtschaftsverwaltung als Betreiber der Talsperre ein unerlässliches Ertüchtigungsziel, um mit dieser integralen und direkten Messung eindeutige Aussagen hinsichtlich des Sicherheitszustandes des Dammes treffen zu können – insbesondere bei großer Hochwasserbeanspruchung. Die entscheidenden Kriterien hierfür sind die Eindeutigkeit des Messsystems, die Qualität und Genauigkeit der Messwerte und ein direkter Bezug zu den Einflussgrößen.

Durch die geplante erneuerte Sickerwasserfassung wird über die gesamte Kerndichtungshöhe hinweg eine sektorale Überwachung und Zuordnung gegebenenfalls erhöhter Durchlässigkeiten möglich. Die dazu notwendigen Elemente und deren Anordnung wurden mittels Variantenuntersuchung optimiert (Abb. 5). Zu planen waren luftseitig angeordnete Drainagepfähle im Abstand von einigen Metern sowie ein begehbare Sickerwasserstollen mit einem Innendurchmesser von 2,5 m etwa auf Höhe der Aufstandsfläche des Dammes. Die Drainagepfähle werden an den Stollen angeschlossen, somit kann der Sickerwasseranfall permanent gemessen werden.

Der Sickerwasserstollen soll nach dem Abteufen der Dichtwand mit maschinellem Rohrvortrieb hergestellt werden. Dies erfolgt von der Hauptpressenstation aus, die in der Startkaverne im Fels untergebracht ist (Abb. 6). Von dort werden fertige Stahlbetonrohre horizontal in den geschütteten Erdamm gepresst. Am vordersten Rohrschuss befindet sich ein Bohrkopf mit hydraulisch angetriebenem Schneidrad. Auf der Zielseite des Stollens wird ein Vertikalschacht abgeteuft und eine Bergkammer für den Bohrkopf aufgefahren. Der Rohrvortrieb wird lasergesteuert mit einer Lagegenauigkeit von wenigen Zentimetern durchgeführt. Das nachträgliche Auffahren eines Stollens in einem bestehenden Staudamm dürfte ein weltweit bislang einzigartiges Unterfangen sein. Aufgabe ist es dabei, der Sicherheit des Staudamms während des Vortriebs stets bestmöglich Rechnung zu tragen.

Terminplanung und Kosten

Der Vorentwurf einschließlich Variantenuntersuchung wurde im Dezember 2009 abgeschlossen, die Entwurfsplanung Anfang 2011 fertiggestellt. Der voraussichtliche Baubeginn ist für das Jahr 2012 geplant, Vorarbeiten – wie die Verbreiterung der Dammkrone und die Erstellung von Baustellenumfahrungen – haben im Juli 2011 begonnen. Die Gesamtkosten für Planung und Bauausführung werden mit rd. 23,5 Mio. € brutto abgeschätzt. Während der gesamten Projektlaufzeit wird die TU München als wissenschaftlicher Berater beteiligt sein.

Da am wasserrechtlich genehmigten Umfang der Gewässerbenutzung keine Änderungen vorgesehen sind und auch kein Gewässerausbautatbestand berührt wird, können die Ertüchtigungsmaßnahmen am Staudamm, die im Wesentlichen die Wiederherstellung eines ursprünglich planfestgestellten Zustands bewirken sollen, ohne Wasserrechtsverfahren durchgeführt werden. Weiteres Augenmerk wird insbesondere den Belangen von Naturschutz und Landschaftspflege, dem Straßenverkehr, der Fischerei sowie weiteren Belangen von Speichernutzern und Anliegergemeinden gewidmet. Insgesamt wird auch hier versucht, so schonend wie möglich vorzugehen. Deshalb sollen auch sämtliche Maßnahmen am und im Damm möglichst unter Beibehaltung des Normalstauziels im Sylvensteinspeicher durchgeführt werden. Alle für die Ertüchtigung erforderlichen Genehmigungen liegen seit Mitte April 2011 vor.

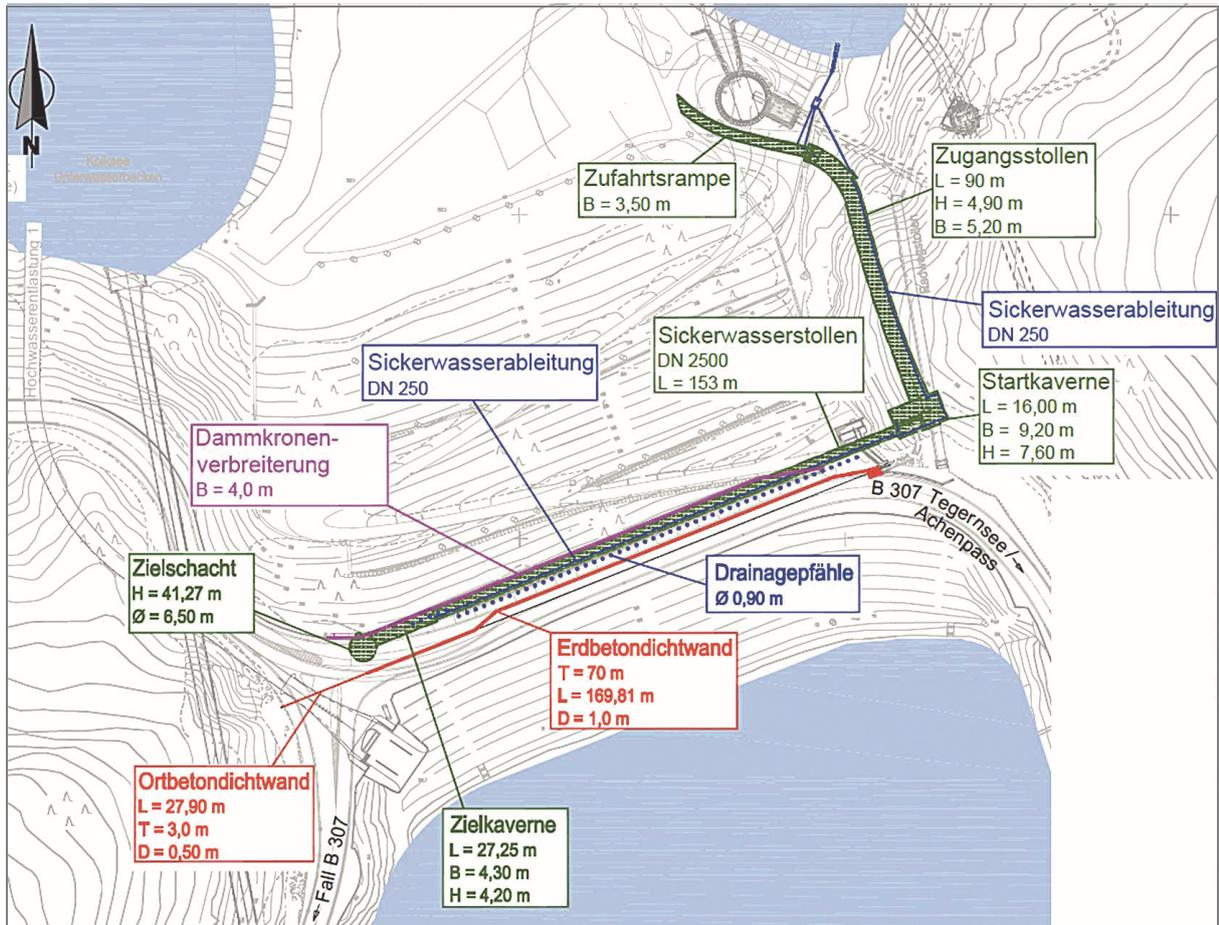
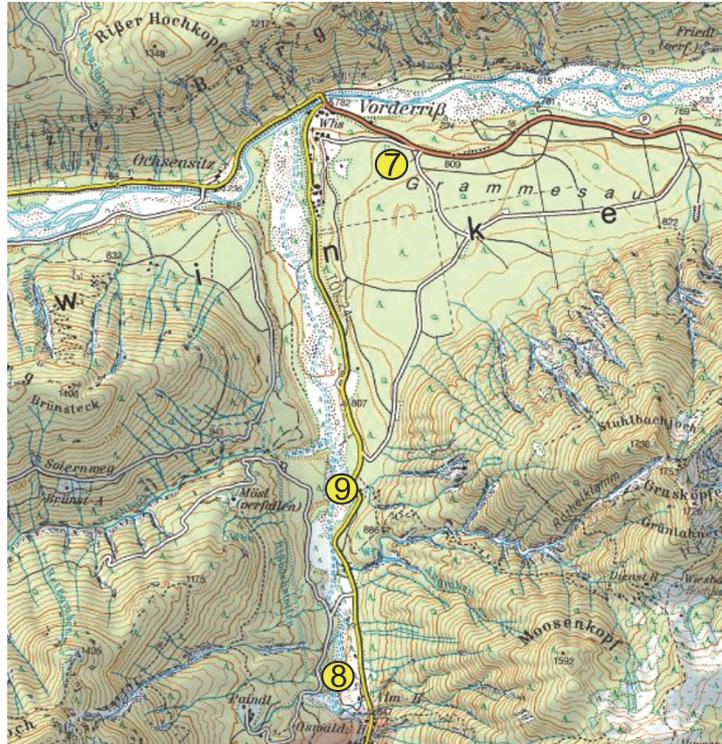


Abb. 6: Grundriss des Dammes mit den neu geplanten Anlagenteilen.

Exkursion E4c – Tiefbohrung Vorderriß I Freitag, 23. 09. 2011

G.H. BACHMANN und M. MÜLLER
Führung: G.H. BACHMANN



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

7. Stopp: Tiefbohrung Vorderriß, Isar-Terrassen.

Lage

Die Tiefbohrung Vorderriß I wurde 1977–1978 in 16 Monaten auf 6468 m abgeteuft und war zeitweilig die tiefste Bohrung der Bundesrepublik Deutschland. Ausführliche Beschreibungen der geologischen, geophysikalischen und technischen Gesichtspunkte finden sich in BACHMANN & SCHMIDT-KALER (1981).

Die Bohrung lag im Isartal östlich des Weilers Vorderriß, etwa 25 km südlich von Bad Tölz (Abb. 1; TK 25 Vorderriß 8434, R: 44 58 237,8; H 52 68 819,6; 812 m ü. NN). Die Arbeiten erfolgten im Rahmen des sogenannten Erdgastiefenaufschluss-Programms der Bundesrepublik Deutschland unter Federführung des Erlaubnisinhabers Preussag AG Erdöl und Erdgas, zusammen mit den Firmen Gewerkschaft Brigitta, C. Deilmann AG, Deutsche Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft mbH und Wintershall AG. An den Kosten von etwa 50 Mio. DM beteiligte sich die öffentliche Hand mit 50 %.

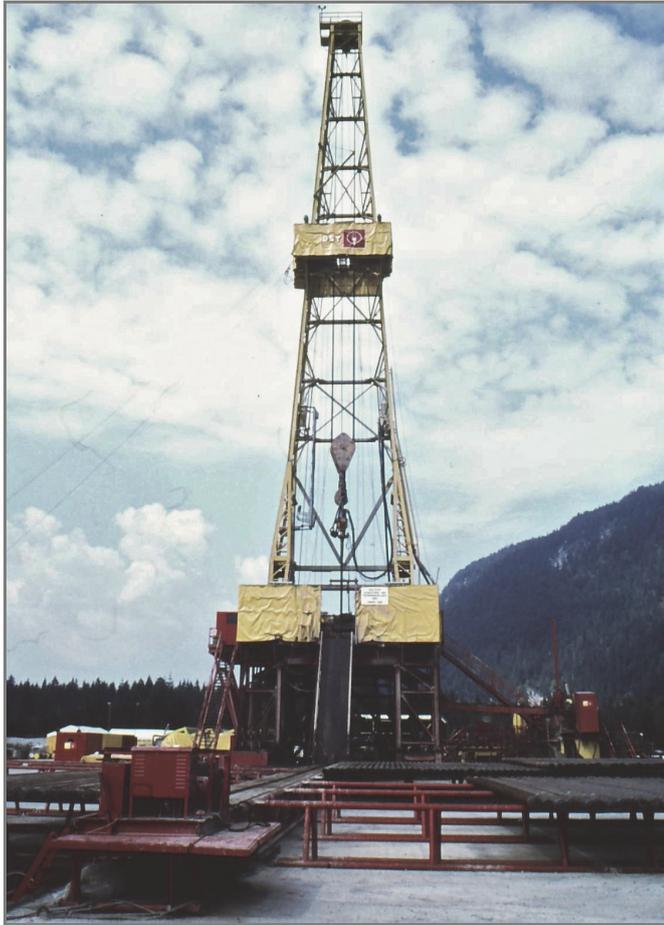


Abb. 1: Die Tiefbohrung Vorderriß I im Sommer 1978.

Der Bohrplatz befand sich auf einer Terrasse der Isar in einem Naturschutzgebiet und maß in E-W-Richtung etwa 160 x 100 m. Die Ausfahrt des Platzes befand sich an der NE-Ecke und mündete in die Straße nach Lenggries, wo etwa 700 m östlich des Gasthofs Vorderriß der Anstieg der Straße endet. An dieser Stelle zweigt spitzwinkelig auch ein noch immer vorhandener Schotterweg zum Forsthaus Vorderriß ab, an welchem man sich heute orientieren kann. Nach Beendigung der Bohrarbeiten blieb der Platz eingezäunt, wurde rekultiviert und mit Mischgehölzen bepflanzt, die sich vom umgebenden, durch Rotwild geschädigten Nadelwald deutlich unterscheiden. Ansonsten erinnert dort nichts mehr an diese bedeutende Bohrung.

Geophysik

Vorderriß I wurde auf die Hochlage eines in ca. 3200 m Tiefe kartierten Reflexionshorizontes angesetzt. Dieser wurde als Basis der kalkalpinen Decken angesehen, befand sich tatsächlich aber in den Raibler Schichten der Lechtal-Decke. Die seismischen Geschwindigkeiten betragen im Hauptdolomit über 6000–7000 m/sec. Reflexionsbänder 0,6 sec unter der Endteufe machen noch 1500–2000 m allochthones Helvetikum und Molasse wahrscheinlich (Abb. 3–4).

Geologie

Vorderriß I wurde im Scheitel des Wamberger Sattels angesetzt, einer bedeutenden E-W-verlaufenden Oberflächenstruktur in den bayerischen Kalkalpen. Die Bohrung traf folgendes Profil an (BACHMANN & MÜLLER, 1981; Abb. 2–4):

- 362 m Quartär
-
- 4186 m Lechtal-Decke (Hauptdolomit bis Alpiner Muschelkalk)
- Überschiebung -----
- 6922 m Allgäu-Decke (Allgäu Schichten bis Raibler Schichten)
- Überschiebung -----
- 6401 m Randschuppe (Losensteiner Schichten, Aptychen-Schichten, Ober-Dogger, verschuppt)
- Überschiebung -----
- 6468 m Helvetikum (Wang-, Amden-Schichten, Seewen-Kalk; Endteufe)

Das *Quartär* ist mit 362 m sehr mächtig wegen lokaler Übertiefung des Isar- und Rissbachtals durch pleistozäne Gletscher-Konfluenz (FRANK, 1979).

Die kalkalpine *Lechtal-Decke* besteht aus einer ungewöhnlich mächtigen, scheinbar sequenten Abfolge. Bei 2880 m trat jedoch in den Raibler Schichten ein Wechsel im Schichtfallen und eine starke sprunghafte Erhöhung der Vitrinitreflexion auf, weshalb eine Trennung in zwei Teildecken interpretiert wurde (Lechtal-Decke I und II). In der kalkalpinen *Allgäu-Decke* wurde 15 km südlich der Deckenstirn eine unerwartet vollständige und mächtige sequente Abfolge mit sprunghaft erniedrigter Vitrinitreflexion angetroffen. Das Kalkalpin ist im Bereich der Bohrung unter Berücksichtigung der umliegenden Hauptdolomit-Gipfel etwa 7,5 km mächtig.

Die alpine „*Randschuppe*“ ist nur rund 100 m mächtig und ähnlich wie im Ausstrichbereich. *Rheno-danubischer Flysch* wurde nicht angetroffen, desgleichen kein *Ultrahelvetikum*. Vom allochthonen *Helvetikum* wurden noch 67 m erbohrt.

Der geothermische Gradient ist mit 2,2 °C/100 m um ein Drittel niedriger als normal, aber für die Alpen üblich.

Erdölgeologie

Die Bohrung traf die Basis des Kalkalpins relativ tief und strukturell ungünstig an. Die Reifegrade sind teils im Öl-, teils im Gasfenster, jedoch prätektonisch. Muttergesteine sind kaum vorhanden. Es wurden keine Porenspeicher und nur geringmächtige Kluftspeicher angetroffen. Vereinzelt traten beim Bohren Spuren von Öl und Gas sowie H₂S auf.

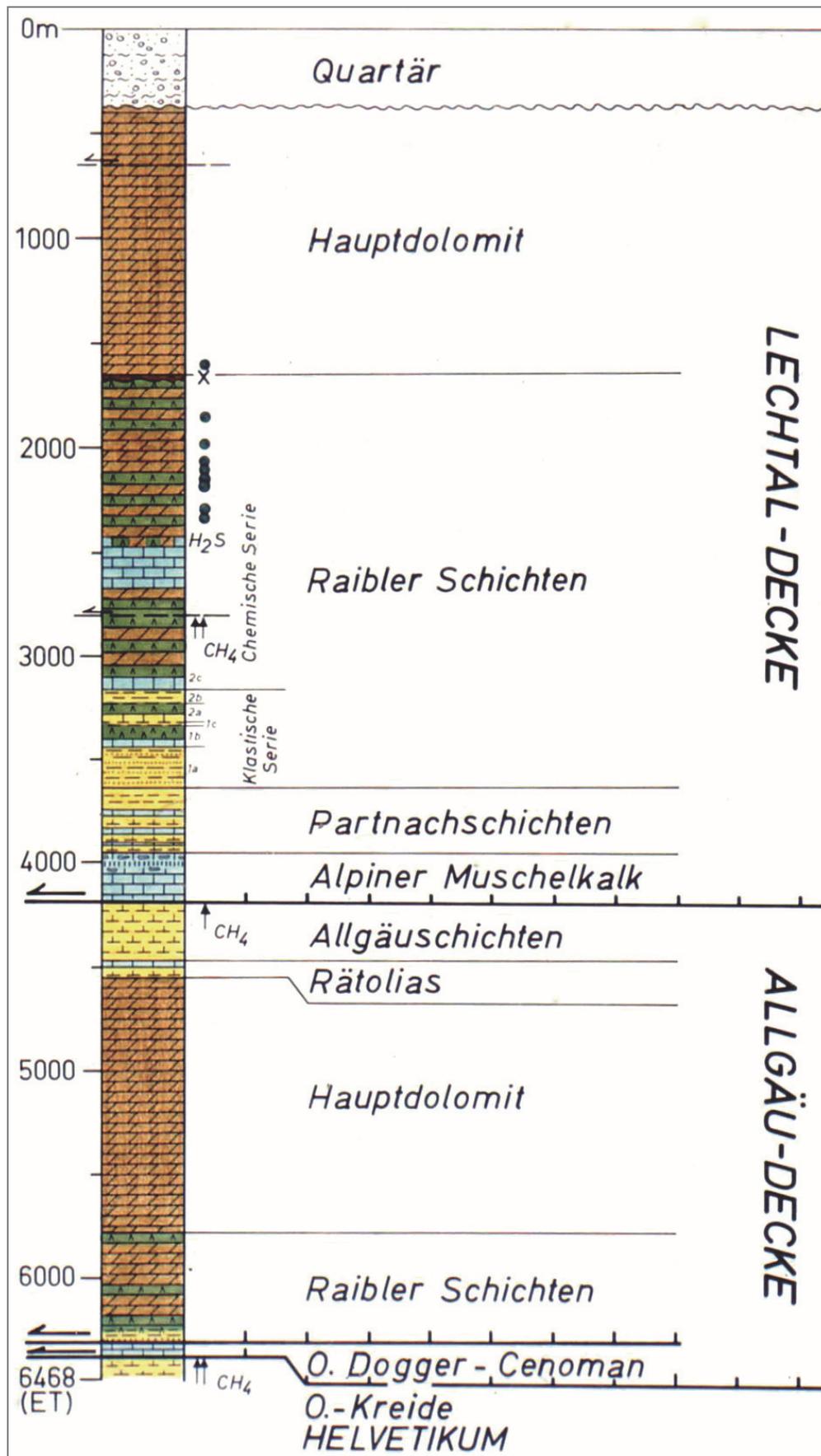


Abb. 2: Geologisches Profil der Tiefbohrung Vorderriß 1.

Bohrtechnik

Eingesetzt wurde eine neue dieselelektrische Tiefbohranlage des Typs I320-UE der Deutschen Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft (Abb. 1), welche folgende technische Daten hatte: Turmhöhe 55,5 m, Hakenregellast 385 t, Hakenausnahmelast 453 t, Hebewerk 1800 PS, Seildurchmesser 1 1/2", zwei 1600 PS-Spülpumpen, vier 800-kW-Generatoren.

Die Bohrung war ursprünglich auf 5300 m geplant. Die Rohreinbauteufen entsprachen der Planung, was durch das Fehlen überhydrostatischer Drücke begünstigt wurde: 30"-Standrohr bis 40 m, 24 1/2"-Futterrohre bis 280 m, 18 5/8"-Futterrohre bis 1040 m, 13 3/8"-Futterrohre bis 2598 m, 9 5/8"-Futterrohre bis 4015 m, 7"-Liner bis 5400 m. Es war jedoch möglich, aus dem 7"-Liner die Bohrung mit 5 7/8" bis zur Endteufe von 6468 m zu vertiefen und die Unterlage des Kalkalpins anzubohren. Trotz des geringen Durchmessers konnte danach bis 6425 m vermessen und zu Testzwecken ein 5"-Liner bis 6442 eingebaut werden.

Ab ca. 4600 m wurden statt Drehtisch und Rollenmeißel überwiegend Vorortantriebe mit Diamantmeißel sowie Ölspülung eingesetzt. Die Bohrung war durch zahlreiche Fangarbeiten und zwei Ablenkungen bei 4610 m und 6320 m erschwert. Insgesamt wich das Bohrloch etwa 550 m nach Norden ab. Erstmals wurde eine Data-Unit eingesetzt, welche die Bohrparameter kontinuierlich aufzeichnete. Die sich über 3 Monate erstreckenden Tests ergaben keine nennenswerten Zuflüsse. Deshalb wurde die Bohrung als nicht fündig erklärt und verfüllt.

Literatur

- BACHMANN, G.H. & SCHMIDT-KALER, H. (Red.) (1981): Die Tiefbohrung Vorderriß I (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, 81, 250 S., München.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß I (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, 81, 17–53, München.
- BACHMANN, G.H., KOCH, K., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1981): Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in den bayerischen Alpen. – Erdöl-Erdgas Z., 97, 127–133, Hamburg.
- BACHMANN, G.H., DOHR, G. & MÜLLER, M. (1982): Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, 2529–2542, Tulsa.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1995): Das autochthone Stockwerk unter der Bohrung Hindelang I (Allgäuer Alpen) und im deutschen Alpenvorland. – In: H. RISCH (Red.): Die Tiefbohrung Hindelang I (Allgäuer Alpen), Geol. Bavarica, 100, 117–129, München.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, 77–99, Hannover.
- HAUNSCHILD, H. & JERZ, H. (Red.) (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. – 3. Aufl., 168 S., München 1981.
- ROEDER, D. (1994): Aufsuchungsgebiet „Suedbayern“. A hydrocarbon exploration concession at the Alpine north front in Bavaria. Work sketches of a pre-award reconnaissance study (1994): Geology, structure, hydrocarbon potential, pre-drilling strategy. – Unveröff., 17 S.
- ROEDER, D. & BACHMANN, G.H. (1996): Evolution, structure and petroleum geology of the German Molasse Basin. – In: P.A. ZIEGLER & F. HORVATH (Eds.): Peri-Tethys Mem. 2: Structure and prospects of Alpine basins and forelands, Mem. Mus. national Hist. Nat., 170, 263–284, Paris.

Für Interessierte/je nach Bedarf Fortsetzung der Exkursion möglich (z. B. mit 1 Bus):

10. Stopp: Parkplatz unterhalb der Karlalm; Wanderung in den Karlgraben und Erarbeitung der Oben-grob-Abfolge. Diskussion der Stausee-Situation(en) im Pleistozän.

11. Stopp: An Straße südlich Haglhütten: Blick in den Talschluss (Eng-Almen, Großer Ahornboden), Diskussion der Talgenese.

Rückfahrt mit Bus nach Achenkirch bzw. weiter nach Jenbach.

Exkursionsende ca. 17:00

Rissbach-Wanderung einfach (je nach Wasserführung), Aufstieg/Abstieg im Karlgraben steil.



Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 – Achenkirch

Druckfehlerberichtigung / Errata

Seite: 85

Absatz: 1

Zeile: 10

Betrifft: "Da noch mehrere Haltestände..."

Fehlerbeschreibung/-korrektur

richtig: "Da keine Haltestände..."

Druckfehlerberichtigung / Errata

Seite: 85

Absatz: I

Zeile: 10

Betrifft: „Da noch mehrere Haltestände...“

Fehlerbeschreibung/-korrektur

richtig: „Da keine Haltestände...“

Seite: 93

Absatz: I

Zeile: 2-3

Betrifft: „(siehe auch Abb. 2 im Exkursionsbeitrag E3):“

Fehlerbeschreibung/-korrektur

richtig: „(siehe auch Abb. 8 im Exkursionsbeitrag E3):“

Seite: 107

Absatz: I

Zeile: 9

Betrifft: „Schattwald-Fm.“

Fehlerbeschreibung/-korrektur

richtig: „Schrambach-Fm.“

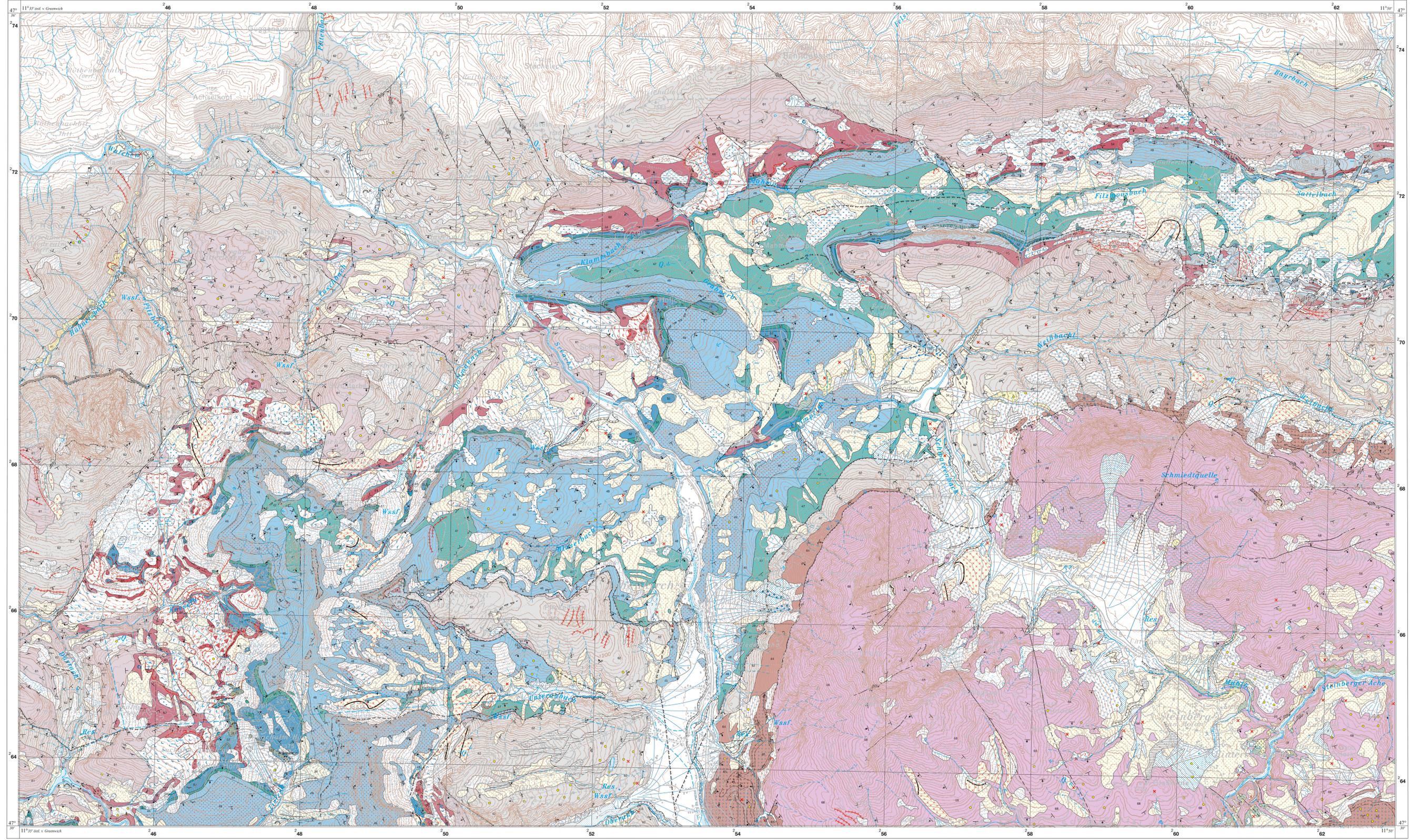


Geologie des nördlichen Achenseeraumes - ÖK 88 Achenkirch

1 : 25 000

Bearbeitet von: Alfred GRUBER und Rainer BRANDNER. Aufgenommen von: Alfred GRUBER, Thomas SAUSGRUBER, Axel SPIELER, Rainer BRANDNER, Johann GRUBER, Michael LOTTER, Hugo ORTNER

Beilage zum Tagungsband der Geologischen Bundesanstalt 2011



- QUARTÄRE SEDIMENTE UND FORMEN**
- 1 Anthropogene Ablagerung: Deponien, Halden, Dämme, Patenaufschüttungen
 - 2 Vernässungszone
 - 3 Nieder- und Hochmoor
 - 4 Abschwemmassen von Lockergesteinen (Moränen, Kiese, Sande, Schluffe) und Bodenschichten in Tälern, Senken, Mulden und auf Hängen z.T. zementiert (östl. Achenkirch)
 - 5 Jüngste Flussablagerungen/Auenablagerungen im Tal der Seeache und des Ampelsbaches (Kies, Sand, Schluff)
 - 6 Ablagerungen in Rinne- und Talkeben (Kies, Sand, Schluff, Wildbachschutt)
 - 7 Muren- und Schwemmkegel
 - 8 Trockental (Köglboden)
 - 9 Erosionskarre, Terrassenkarre
 - 10 Hangschutt, Sturzschnitt, Lawinschutt, als Halden und Kegel; teilweise fluvial umgelagert
 - 11 Grobbleckiger Hang- und Sturzschnitt (Blockwerk), z.T. in Kegel- und Haldenform
 - 12 Felssturzschnitt
 - 13 Bergzerreißung, tiefgreifend aufgelockerter Fels, teils mit auflagerndem Lockermaterial, teils in Schollen zerrissen bzw. zergriffen; Verband zum Anstehenden noch erkennbar
 - 14 Tiefgreifende Massenbewegung (Gleit-, Rutschung) im Fest- und Lockergestein; teils mit großen Felsblöcken in der Gleit-/Rutschmasse
 - 15 teils mit großen Felschollen (schematisiert)
 - aus Rotkalk-Gruppe
 - aus Oberhättkalk
 - aus Plattenkalk
 - 16 teils mit großen Felschollen (natürliche Größe)
 - aus Ammergau-Formation
 - aus Ruhpolding-Formation
 - aus Allgäu-Formation
 - aus Rotkalk-Gruppe
 - aus Scheibelberg-Formation
 - aus Oberhättkalk
 - aus Kössen-Formation
 - aus Plattenkalk
 - aus Hauptdolomit
 - 15 Rutschmasse, Erdstrom, Schuttstrom, zumeist flachgründig teils mit großen Felschollen (aus Kössen-Formation) in der Rutschmasse
 - 16 Abrisskarre einer Massenbewegung im Fels und im Lockergestein / Ausbruchskarre eines Fels- und Bergsturzes
 - 17 Zerspalte, Zerrgraben, Nackental
 - 18 Blockgletscherablagerung (Spätglazial, Demeljoch)
 - 19 Staukörper am Eisrand (Blöcke, Kies, Sand, Schluff), Kamesterrassen, Schlufflagen (spätglazial), im Bächtental
 - 20 Sturz-, Hang- und Murschuttsedimente (Blöcke, Kies, Sand, Schluff); Westhänge der Schreckenspitze; spätglazial oder älter
 - 21 Grund-, Seiten- und Endmoräne der Lokalgletscher (spätglazial), mit Wallform
 - 22 Grundmoräne, z.T. Kristallin führend (hochglaziales Inngletschersystem)
 - 23 Moränenstreue (hochglazial und spätglazial)
 - 24 Erratische Blöcke
 - 25 Sedimente der Vorstoßphase (Steine, Kiese, Sande) undifferenziert
 - 26 Steine, Kiese, Sande, kristallinführend (Ampelsbach, Grundache) einzelne Blocklagen (Ampelsbach)
 - 27 Schluffe, z.T. Kiessandlagen
 - 28 Kiese, Sande, geschichtet, z.T. zementiert, kalkalpines Material (Grundache)
 - 29 Hang- und Murschuttsedimente, teils konglomeriert (Blöcke, Steine, Kiese, Sande); am West- und Südschloß des Gutfert
- BAJUVARIKUM**
- Lechtal-Decke
- 47 Schrambach-Formation (Berisium – Aptium)
 - 48 Ammergau-Formation (Kimmeridgium – Berisium)
 - 49 Barmstein-Formation (Kimmeridgium – Berisium)
 - 50 Taugboden-Formation (Oberes Oxfordium – Unteres Kimmeridgium)
 - 51 Ruhpolding-Formation (Ruhpolding Radiolarit) (Callovium – Kimmeridgium)
 - 52 Allgäu-Formation undifferenziert (Untere, Mittlere, Obere Allgäu-Schichten) (Sinemurium – Callovium)
 - 53 Sachrang-Formation (Bächtentaler Bitumenmergel) (Toarcium)
 - 54 Rotkalk-Gruppe (Adnet-Formation, Klaus-Formation) (Sinemurium – Callovium)
 - 55 Resedimente (Debrite, Brekzien)
 - 56 Hieritzkalk (Sinemurium – Pliensbachium)
 - 57 Scheibelberg-Formation (Sinemurium – Toarcium)
 - 58 Kendlbach-Formation (Oberstes Rhaetium – Hettangium)
 - 59 Oberhättkalk (Rhaetium)
 - 60 Kössen-Formation (Rhaetium)
 - 61 Plattenkalk (Sevatium)
 - 62 Hauptdolomit undifferenziert (Tuvalium – Sevatium)
 - 63 Seefeld-Formation (Alunium)
 - 64 Nordalpine Raibler Schichten (Zirf-Formation) (Karnium)
 - 65 Rauwacken
 - 66 Kalk, Dolomite
 - 67 Tonstiefen, Sandsteine, Rauwacken
 - 68 Wettersteinkalk / Wettersteindolomit (Oberes Ladinium – Karnium)
 - 69 Rückseitenriff, Riff

Topographie Stand 1998. © BEV - 2011. Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T201177793.

1 : 25 000



Gauß-Krüger-Abbildung (3°-Streifen) Koordinatensystem M 28 des Bundesmeldenetzes

- Störung, Bruch (nachgewiesen, vermutet)
- Teildeckengrenze, Schuppengrenze (nachgewiesen, vermutet)
- Abschiebung (nachgewiesen, vermutet)
- Blattverschiebung

- Kataklysezone / Kakrit
- Einstrichritzer / Schwinde
- Kiesgrube (K), Sandgrube (S)
- Bergbau im Betrieb (Bitumen)

Streichen und Fallen der Schieferung und Schichtung
0-5° -30° -60° -85° -90°
+ ± ± ± ±

Streichen und Fallen der Schieferung und Schichtung bei inverser Lagerung
0-5° -30° -60° -85°
- ± ± ± ±

Bearbeitung: E.K. KOSTAL, J. RUTNER, M. SCHEGL, Druck: AV-Austria, Wien