

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

122 KITZBÜHEL

Von HELMUT HEINISCH, † GERHARD PESTAL & JÜRGEN M. REITNER

Mit Beiträgen von

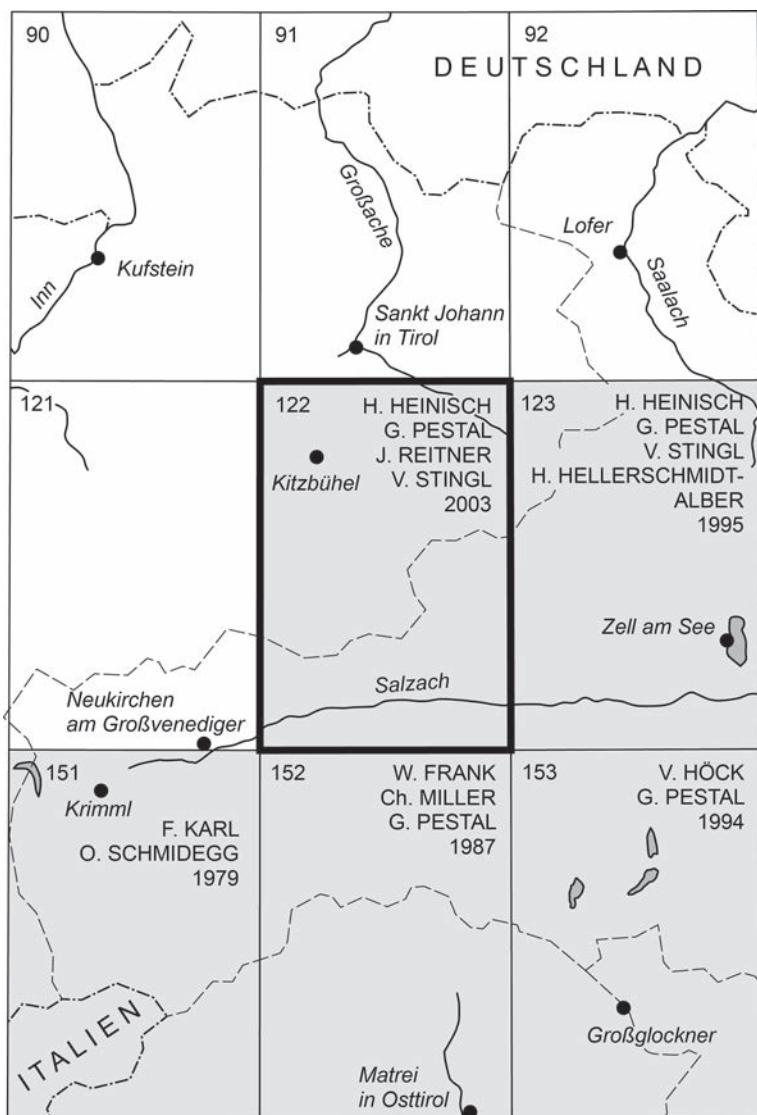
ANDREAS AHL, SIGMAR BORTENSCHLAGER, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH,
BEATRIX MOSHAMMER, CLAUDIA PANWITZ, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT, RALF SCHUSTER,
PETER SLAPANSKY & VOLKMAR STINGL

83 Abbildungen, 9 Tabellen, 7 Tafeln, 3 Falttafeln



Wien 2015

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38
www.geologie.ac.at



Blatt 122 Kitzbühel
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2014)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

122 KITZBÜHEL

Von HELMUT HEINISCH, † GERHARD PESTAL & JÜRGEN M. REITNER

Mit Beiträgen von

ANDREAS AHL, SIGMAR BORTENSCHLAGER, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH,
BEATRIX MOSHAMMER, CLAUDIA PANWITZ, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT, RALF SCHUSTER,
PETER SLAPANSKY & VOLKMAR STINGL

83 Abbildungen, 9 Tabellen, 7 Tafeln, 3 Falttafeln



Wien 2015

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38
www.geologie.ac.at

Anschriften der Verfasserinnen und Verfasser

DR. ANDREAS AHL, DR. ILSE DRAXLER, DR. MARIA HEINRICH,
DR. BEATRIX MOSHAMMER, DR. JÜRGEN M. REITNER,
DR. ALBERT SCHEDL, DR. GERHARD SCHUBERT,
DR. RALF SCHUSTER, DR. PETER SLAPANSKY
Geologische Bundesanstalt
A 1030 Wien, Neulinggasse 38

andreas.ahl@geologie.ac.at, pal.draxler@gmail.com,
maria.heinrich@geologie.ac.at, beatrix.moshhammer@geologie.ac.at,
juergen.reitner@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at,
gerhard.schubert@geologie.ac.at, ralf.schuster@geologie.ac.at,
peter.slapansky@geologie.ac.at

PROF. DR. HELMUT HEINISCH
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Institut für Geowissenschaften
D 06120 Halle/Saale, Von-Seckendorff-Platz 3
helmut.heinisch@geo.uni-halle.de

EM. O. UNIV.-PROF. DR. SIGMAR BORTENSCHLAGER
Universität Innsbruck, Institut für Botanik,
A 6020 Innsbruck, Sternwartestraße 15,
sigmar.bortenschlager@uibk.ac.at

DR. CLAUDIA PANWITZ
D 81543 München, Schönstraße 78a
c.panwitz@gmx.de

DR. VOLKMAR STINGL
A 6020 Innsbruck, Andreas-Hofer-Straße 51
volkmar.stingl@uibk.ac.at

© Topografie: BEV 2015, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV –
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2015/112453.

Alle Rechte vorbehalten
ISBN-13: 978-3-85316-079-4
Redaktion: Helmut Heinisch, Gerhard Pestal & Jürgen M. Reitner
Technische Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak
Satz: Jarmila Böhm
Druck: „agensketterl“ Druckerei GmbH, A 3001 Mauerbach

Inhalt

Vorwort	5
1. Geografischer Überblick (J.M. REITNER)	8
2. Geologischer Überblick (G. PESTAL & J.M. REITNER)	13
3. Erforschungsgeschichte (G. PESTAL, H. HEINISCH, J.M. REITNER & A. SCHEDL)	16
3.1. Bearbeitungen des Ostalpins	16
3.1.1. Erforschungsgeschichte der Grauwackenzone	16
3.1.2. Erforschungsgeschichte von Quarzphyllit, Steinkogelschiefer und Augengneisen	18
3.2. Bearbeitungen des Tauernfensters	19
3.3. Quartärgeologische Erforschung	21
3.4. Schritte zur Erstellung des aktuellen Kartenblattes	23
3.5. Zur Montangeschichte der Regionen Kitzbühel und Oberpinzgau	24
4. Geologischer Bau und tektonische Einheiten (G. PESTAL & H. HEINISCH)	28
4.1. Tauernfenster	28
4.1.1. Venediger-Deckensystem	29
4.1.2. Modereck-Deckensystem	32
4.1.3. Glockner-Deckensystem	32
4.2. Das SEMP-Störungssystem	33
4.3. Ostalpin	34
4.3.1. Bemerkungen zur Verwendung des Begriffes „Unterostalpin“	34
4.3.2. Oberostalpin	35
5. Geologische Entwicklungsgeschichte	49
5.1. Präkambrische und paläozoische Entwicklung der Gesteine im Bereich der ostalpinen Decken (H. HEINISCH & C. PANWITZ)	49
5.1.1. Biostratigraphie	49
5.1.2. Isotopen-Geochronologie	51
5.1.3. Sedimentations- und Beckenentwicklung / Genese der Siliziklastika	51
5.1.4. Entwicklungsgeschichte der Karbonatgesteine	58
5.1.5. Geodynamische Bedeutung der Porphyroide	59
5.1.6. Geodynamische Bedeutung der Metabasite	60
5.1.7. Paläomagnetik	65
5.1.8. Provenienzanalyse	67
5.1.9. Geodynamik und Paläogeografie in 9 Phasen	69
5.2. Paläozoische Entwicklung der Gesteine im Bereich der subpenninischen Decken (G. PESTAL)	74
5.3. Mesozoische Entwicklung (G. PESTAL & R. SCHUSTER)	76
5.4. Känozoische Entwicklung (G. PESTAL)	79
5.5. Die Landschaftsentwicklung vom ausgehenden Neogen bis ins Quartär (J.M. REITNER)	81
5.5.1. Morphogenese und Talentwicklung	81
5.5.2. Die Landschaftsgenese anhand der quartären Sedimente und Formen	85
6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)	100
6.1. Diverse Zeichen (G. PESTAL & J.M. REITNER)	100
6.2. Tauernfenster (G. PESTAL)	102
6.2.1. Zwölferzug-Gruppe (Paläozoikum)	102
6.2.2. Habach-Gruppe (Paläozoikum)	105
6.2.3. Zentralgneis (metamorphe Plutonite, Karbon, Perm)	114
6.2.4. Permotrias	115

6.2.5. Bündnerschiefer-Gruppe.....	120
6.3. Ostalpin	124
6.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit-Decke (H. HEINISCH).....	124
Zone von Mühlbach	124
Zone der Steinkogelschiefer.....	125
Innsbrucker Quarzphyllitzone.....	127
6.3.2. Uttendorfer Schuppenzone (höher metamorphe und stärker deformierte Gesteine am Südrand der Grauwackenzone) (H. HEINISCH)	129
6.3.3. Staufen-Höllengebirge-Decke (H. HEINISCH).....	134
Glemmtal-Einheit.....	134
Wildseeloder-Einheit	152
Permomesozoikum (V. STINGL)	158
6.4. Quartär (J.M. REITNER, I. DRAXLER, S. BORTENSCHLAGER & G. PESTAL)	165
6.4.1. Pleistozän	165
6.4.2. Würm-Spätglazial bis Holozän	187
6.4.3. Holozän	192
7. Geophysikalische Landesaufnahme (P. SLAPANSKY & A. AHL)	205
7.1. Magnetische Suszeptibilität.....	205
7.2. Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ).....	205
7.3. Messgebiet „Zell am See“	214
7.4. Messgebiet „Kitzbühel“	218
7.5. Bodengeophysik, angewandte Geophysik.....	219
8. Hydrogeologie (G. SCHUBERT)	220
9. Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL).....	232
9.1. Baurohstoffe	232
9.2. Industrieminerale	233
9.3. Erze.....	236
10. Bohrungen (J.M. REITNER).....	241
11. Ausgewählte Exkursionspunkte	246
11.1. Wildseeloder bei Fieberbrunn (H. HEINISCH).....	246
11.2. Geißstein bei Stuhlfelden (H. HEINISCH).....	250
11.3. Quartärgeologie der Stadt Kitzbühel (J.M. REITNER)	253
11.4. Der spätglaziale Moränenwall vom Götschenbühel und die Frühwürm-Ablagerungen im Einödgraben (J.M. REITNER).....	256
11.5. Naturdenkmal Wasenmoos und RAMSAR-Gebiet – Moore am Paß Thurn (Mittersill) (I. DRAXLER).....	258
11.6. Der Karstweg am Kitzbüheler Horn (J.M. REITNER)	258
Literatur	259
Tafeln	288

Falttafeln

Falttafel 1: Profilschnitte durch die zentralen Kitzbüheler Alpen und den N-Rand der mittleren Hohen Tauern (H. HEINISCH & G. PESTAL)

Falttafel 2: Geodynamisches Modell und Paläogeografie des Bildungsraums der Grauwackenzone (Entwicklungsschema in 9 Phasen) (C. PANWITZ & H. HEINISCH)

Falttafel 3: Die Entwicklung der Vergletscherung vom Beginn im Würm-Hochglazial bis zu deren Ende im Würm-Spätglazial (J.M. REITNER)



DR. GERHARD PESTAL verstarb am 11. Oktober 2014 und konnte die Publikation dieses in seinen letzten Lebensmonaten so intensiv betriebenen Werkes nicht mehr erleben.

Es ist uns Freunden und Kollegen ein großes Anliegen, unsere Dankbarkeit für die jahrzehntelange vorbildliche Zusammenarbeit und Freundschaft mit diesem großartigen Menschen und herausragenden Alpengeologen zum Ausdruck zu bringen. Sein bis zuletzt äußerst produktives Wirken (ROCKENSCHAUB et al., 2014) war und ist auch in Zukunft für uns die Motivation, das gemeinsam begonnene Werk fertigzustellen.

Vorwort

Anstoß für die geologische Neuaufnahme des Kartenblattes gaben Versuche in den 1970er Jahren, die Erkenntnisse der Plattentektonik auf das Alpine Paläozoikum zu übertragen. Da die geologische Erstaufnahme weit zurücklag (OHNESORGE et al., 1935; siehe Kap. 3), wurde eine grundständige flächendeckende Neuaufnahme von Blatt Kitzbühel beschlossen. Aus der geologischen und naturräumlichen Gliederung resultierte eine Aufgabenteilung in die Bereiche Grauwackenzone (HELMUT HEINISCH), Tauernfenster (GERHARD PESTAL), Nördliche Kalkalpen (VOLKMAR STINGL) sowie Formen und Ablagerungen des Quartärs (JÜRGEN M. REITNER).

Die Aufnahmen wurden ausnahmslos im Maßstab 1:10.000 ausgeführt. Für die Grauwackenzone hatten zum überwiegenden Anteil auswärtige Mitarbeiter diese Aufgabe übernommen. Dies ist ein Grund dafür, dass sich die Geländearbeiten über viele Jahre hinzogen. Ausgangspunkt bildete hier das wissenschaftliche Interesse an den paläozoischen Metavulkaniten. Am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität in München entstanden in diesem Kontext zwei Dissertationen, zu den Porphyroiden von HEINISCH (1980) und zu den Metabasiten von SCHLAEGEL-BLAUT (1990). Dem Wunsch der Bearbeiter entsprechend, geochemisch-vulkanologische Detailuntersuchungen eng mit Geländebefunden zu verknüpfen, waren ab 1976 geochemische Probenahmen und erste Kartierungen im Pletzergraben und am Wildseeloder erfolgt. Bald wurden die Aufnahmen sowohl in westlicher wie auch in östlicher Richtung ausgeweitet und

so Zug um Zug die Blätter Zell am See und Kitzbühel fertiggestellt. Hierbei erlangte zunächst das Blatt 123 Zell am See Priorität und erschien im Jahr 1995. Blatt 122 Kitzbühel konnte 2003 gedruckt werden.

Die damals von der Geologischen Bundesanstalt favorisierte Strategie zielte auf das rasche Erscheinen von Kartenblättern ab, weswegen die dringend erforderlichen Erläuterungen hintangestellt worden waren. Die begleitenden wissenschaftlichen Publikationen bildeten einen gewissen Ersatz für die fehlenden Erläuterungen, wobei darin keine geologischen Profilschnitte enthalten waren.

Insgesamt wurden auf dem Kartenblatt Kitzbühel 14 Diplomkartierungen von München aus vergeben und durch die Geologische Bundesanstalt finanziell unterstützt (1984 bis 1994). Die Aufgabe der Kontrolle der studentischen Arbeiten und der Kompilation übernahm HELMUT HEINISCH federführend für die Grauwackenzone, unterstützt durch die leider sehr früh verstorbene Kollegin PETRA SCHLAEGEL-BLAUT, die auch wesentlich an der Geländeaufnahme beteiligt war. Bereiche des Kitzbüheler Tales bis zum Paß Thurn und westlich Reith wurden zusätzlich zum Anteil der Hohen Tauern von GERHARD PESTAL aufgenommen. Die Aufnahme des Perm und der Anteile der Trias wurde von VOLKMAR STINGL durchgeführt (vgl. Verteilung der Aufnahmegebiete in HEINISCH et al., 2003). Die Fülle neuer Beobachtungen erforderte zeitlich parallel begleitende wissenschaftliche Untersuchungen zu verschiedenen Themen, wie Biostratigrafie (Conodonten), Sedimentologie und Tektonik. Der Druck des Blattes im Jahr 2003 bildete aufgrund der Kleinteiligkeit der Geologie und des zugrundeliegenden hochauflösenden Aufnahmemaßstabs eine große Herausforderung für die Kartografie und die Abteilung der ADV. Bis heute stellt Blatt Kitzbühel dasjenige mit den meisten Polygon-Flächen dar.

Nach der Drucklegung der Karte wurden bezüglich der Geodynamik der Grauwackenzone wichtige neue Erkenntnisse gewonnen. Diesen Themen sind im Erläuterungsband kurze zusammenfassende Kapitel gewidmet. Dies betrifft die Paläomagnetik (SCHÄTZ et al., 2002), Provenienz der Grauwacken, Glimmer-Geochronologie (PANWITZ, 2006) und die Geochronologie der Porphyroide (BLATT, 2013a, b). Diese Daten runden das erdgeschichtliche Entwicklungsbild des Paläozoikums der Grauwackenzone perfekt ab. Es ist zu bemerken, dass die aus reiner Geländearbeit erwachsenen Theorien durch die 20 Jahre später angewandten neuen wissenschaftlichen Methoden weitgehend bestätigt sind.

Aufgrund des großen Abstandes zwischen Erscheinungsdatum des Kartenblattes (2003) und dem Erscheinen der vorliegenden Erläuterungen (2015) mussten auch neue Erkenntnisse zur alpidischen Geschichte des Raumes eingearbeitet werden. Dies gilt insbesondere für die komplett neu gefasste großräumige Gliederung des Alpenkörpers in neu benannte tektonische Großeinheiten. Die neuen Modelle zur Geodynamik des Subduktions- und Kollisionsstadiums (u.a. SCHUSTER et al., 2009; SCHMID et al., 2013), aber auch zur neogenen Sprödetektonik des Alpenkörpers (u.a. FRISCH et al., 2002) fanden in Text und Abbildungen Eingang. Dies führt zu leichten Abweichungen in der Nomenklatur zwischen Kartenblatt und Erläuterungsband, auch hinsichtlich neu gefasster chronostratigraphischer Termini (u.a. Ersatz des Skyth durch Induium und Olenekium). Die im Jahr 2014 endgültig erstellten Profile enthalten die aktuell gültigen Zuordnungen zu tektonischen Großeinheiten.

Im Gedenken an den langjährigen Koordinator der Arbeiten und Gelände-Kollegen wird diese Erläuterung dem im Oktober 2014 verstorbenen GERHARD PESTAL gewidmet. Trotz schwerer Erkrankung brachte er sich bis unmittelbar vor seinem Tod intensiv in die Fertigstellung des vorliegenden Werkes ein. Von ihm stammt auch die konsequente Anpassung an die überregionale Geologie. Wesentliche Teile der Profile tragen seine Handschrift.

Die Neukartierung der Grauwackenzone und jeweils kleinerer Flächen der angrenzenden Nördlichen Kalkalpen und Hohen Tauern erstreckt sich auch auf die Nachbarblätter. Die vorliegenden Erläuterungen sind so konzipiert, dass sie in weiten Teilen auch für das 1995 erschienene Blatt 123 Zell am See und für das in naher Zukunft erscheinende Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger Gültigkeit haben sollen.

Wichtige Neuerkenntnisse ergaben sich insbesondere auch im Bereich der Quartärgeologie und Kartierung der geologischen Naturgefahren. Diese konnten durch JÜRGEN M. REITNER inklusive aktueller Überflutungsereignisse aus dem Jahr 2014 noch in die Erläuterungen eingearbeitet werden. Da das Kartenblatt seit der Bronzezeit vom Bergbau geprägt war und auch heute zum Teil noch ist, dokumentieren die Ausführungen zum Bergbau von MARIA HEINRICH, BEATRIX MOSHAMMER und ALBERT SCHEDL auch die unmittelbare gesellschaftliche Bedeutung der Geologie. Selbiges gilt auch für das von GERHARD SCHUBERT verfasste Kapitel zur Hydrogeologie, das gemeinsam mit jenem zur Geophysikalischen Landesaufnahme (PETER SLAPANSKY & ANDREAS AHL) den angewandt-geowissenschaftlichen Beitrag abrundet.

Das Verständnis der geologischen Zusammenhänge lebt von einer überzeugenden grafischen Umsetzung. Hier gilt der Grafikerin MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER ein ganz besonderer Dank. Sie vermochte es, mit großem Einfühlungsvermögen, die Vorstellungen der Autorenschaft in Bildsprache umzusetzen. Unser großer Dank gilt auch dem kritisch nachfragenden Lektor CHRISTIAN CERMAK, der gemeinsam mit dem stets den Überblick bewahrenden Redakteur CHRISTOPH JANDA die Finalisierung des Werkes ermöglichte. Weiters möchten wir die konstruktiven Anmerkungen und Verbesserungsvorschläge zu einzelnen Textpassagen und Grafiken seitens ALFRED GRUBER und RALF SCHUSTER dankend erwähnen.

Wenn auch die Aufnahmejahre schon weit zurückliegen, sei die Unterstützung durch die Bevölkerung dankend erwähnt. Dies gilt für die Erteilung von Fahrgenehmigungen durch die Forstämter und die Obmänner lokaler Interessenschaftswege, aber auch für die Hüttenwirte (u.a. Wildseeloderhaus, Bürglhütte) und die zahlreichen Quartierleute an den über das Kartenblatt verteilten Geländestandorten. Die Darstellung der Quellen profitierte damals auch maßgeblich von Information seitens der Gemeinden. Während der Erstellung der vorliegenden Erläuterungen erfolgten dankenswerterweise wichtige Informationen und Hilfestellungen u.a. seitens der Tiroler und Salzburger Landesregierung, der Wildbach- und Lawinenverbauung (in Wörgl und Zell am See), der Österreichischen Bundesforste (Mittersill), des Bezirksamtes Kitzbühel und des Stadtarchives Kitzbühel. Ohne die Hilfestellung durch die Gemeinde Fieberbrunn sowie die fachliche Unterstützung durch GERHARD VÖLKL (Fieberbrunn) wäre die hydrogeologische Probenahme nicht möglich gewesen.

So hoffen die Autoren, dass das thematisch sehr breitgefasste und ungewöhnlich umfangreiche Werk nicht nur bei Spezialisten der Alpengeologie Interesse finden wird, sondern auch für die Bevölkerung, die Behörden und Fachplaner des Raums um Kitzbühel, Fieberbrunn, Saalbach und Mittersill von Nutzen sein möge.

HELMUT HEINISCH & JÜRGEN M. REITNER

1. Geografischer Überblick

(J.M. REITNER)

Das Kartenblatt hat Anteile an den Bundesländern Tirol (Bezirk Kitzbühel) und Salzburg (Bezirk Zell am See, identisch mit dem Pinzgau). Diese Trennung entspricht auch den zwei maßgeblichen Fluss-Einzugsgebieten: dem der Großache und dem der Salzach (mitsamt der Saalach). Der Paß Thurn (1.274 m) stellt den tiefsten Punkt der Wasserscheide dar.

Der dominante Gebirgszug sind die Kitzbüheler Alpen, die in Abhängigkeit von der Lithologie eine unterschiedliche morphologische Ausprägung aufweisen. „Grasberge“ mit Almen bis in die Gipfelregionen sind charakteristisch für die wenig verwitterungsresistenten, „weichen“ Schiefer der Grauwackenzone. Demgegenüber sind die aus paläozoischen Karbonaten aufgebauten Gebirgsstöcke deutlich schroffer entwickelt, wie beispielsweise das Kitzbüheler Horn (1.996 m; Abb. 1, 2) und, ganz besonders, das Massiv des Wildseeloder (2.118 m). Ähnlich markante Gipfelformen entwickelten sich in den aus harten Metabasalten bestehenden Gesteinszügen: Hierfür stehen beispielhaft der Kleine Rettenstein (2.216 m), der Bischof (2.127 m) und der Geißstein, mit 2.363 m der höchste Punkt auf dem Kartenblatt. Die Großache (Nomenklatur siehe unten) und ihre tributären Flüsse, bzw. Bäche und deren Täler (u.a. Trattenbach, Aubach, Sintersbach, Wieseneggbach, Auracher Bach, Reither Ache, Fieberbrunner Ache und Schwarzache) sowie die Saalach führen zu einer prägnanten Segmentierung der Kitzbüheler Alpen, die sich in einer eigenen Namensgebung der Untergruppen niederschlug. So sind auch die Bezeichnungen Kelchsauer Alpen und Glemmtaler Alpen für die Abschnitte westlich bzw. östlich der Kitzbüheler Ache (siehe unten) in Verwendung. Innerhalb der Glemmtaler Alpen ist der zwischen dem Glemmtal (Oberlauf der Saalach) und dem Salzachtal gelegene, Ost–West streichende Höhenrücken des „Pinzgauer Spazierganges“ zwischen Geißstein (2.363 m) und Schmittenhöhe (1.965 m; auf Blatt 123 Zell am See) auch aufgrund der alpinistischen Bekanntheit hervorzuheben. Eine morphologische Besonderheit stellt das Bichlach nördlich Kitzbühel dar (siehe Tafel 4/Fig. 1 und Abb. 27). Dieses hügelige Areal zwischen Reither Ache im Westen und Kitzbüheler Ache im Osten ist mit Höhen knapp unter 900 m der niedrigste Teil der Kitzbüheler Alpen. Östlich davon befindet sich im Tal der Kitzbüheler Ache bei Oberndorf in Tirol mit 680 m der topografisch tiefste Punkt des Kartenblattes. Am Südrand des Bichlach liegt mit dem nur 9 m tiefen Schwarzsee auch der bekannteste Badensee der Region. Weitere nennenswerte Seen sind der Lauchsee und der im Kar östlich des Wildseeloder gelegene, 14 m tiefe Wildsee (beide Gemeinde Fieberbrunn; Abb. 3).

An dieser Stelle soll auch die unterschiedliche Namensgebung für den wichtigsten Fluss im Tiroler Anteil des Kartenblattes erklärt werden. Großache ist der offizielle Begriff des hydrografischen Dienstes (BMLFUW, 2011) für das Flusssystem in Österreich. Ab der Quelle am Paß Thurn (1.274 m), als Jochberger Ache bekannt, wird dieses Fließgewässer zwischen Kitzbühel und St. Johann in Tirol (Blatt 91) Kitzbüheler Ache genannt, um dann bis zur Staatsgrenze unter der Bezeichnung Großache zu laufen. Als Tiroler Achen mündet dieser Fluss in den Chiemsee, dessen Abfluss, die Alz, letztlich dem Inn tributär ist. Das Tal der Großache wird mit variierender Definition auch als Leukental bezeichnet. Leukental ist auch der Name des Tiroler Planungsverbandes 32, der sieben Gemeinden zwischen Paß Thurn und der Grenze zu Bayern umfasst. In den gegenständlichen Erläuterungen verwenden wir aus Gründen der Verständlichkeit für Fluss und Tal auf dem Kartenblatt die Begriffe „Kitzbüheler Ache“ und dementsprechend „Kitzbüheler Achental“.



Abb. 1.

Blick vom Ausgang Aubachtal (orografisch linke Talseite des Kitzbüheler Achentales) gegen Norden. Im Vordergrund sind wiesenreiche Hänge der Grauwackenzone ersichtlich. Das schneebedeckte Kitzbüheler Horn (1.996 m) bildet den höchsten Gipfel im Hintergrund (Foto: J.M. REITNER).

In der Nordostecke des Kartenblattes bildet nördlich der Fieberbrunner Ache die zu den Loferer und Leoganger Steinbergen gehörende Buchensteinwand (1.462 m) den morphologischen Südrand der Nördlichen Kalkalpen.

Das bis Mühlbach WSW–ENE und östlich davon E–W streichende Salzachtal trennt die Kitzbüheler Alpen von den südlich gelegenen Hohen Tauern. Es ist ein klassisches Längstal der Ostalpen in einer Höhenlage von 820 bis 770 m, mit einem sehr geringen Gradienten und einer bis zu 1,2 km breiten Talsohle.

Das Kartenblatt streift nur den bewaldeten Nordrand der Hohen Tauern, wo, so wie am Nordabhang des auf Blatt 152 Matrei in Osttirol gelegenen Pihapper (2.513 m), gerade einmal Höhen von 2.000 m und somit auch die Almregion erreicht werden. Die S–N verlaufenden Täler lassen selbst diesen Randbereich orografisch noch weiter gliedern. So bildet das Felbertal die Grenze zwischen der Venedigergruppe im Westen und der Granatspitzgruppe im Osten. Östlich des Stubachtales ist nur ein sehr kleiner Teil des Kartenblattes der Glocknergruppe zuzurechnen.

Das Klima im Raum Kitzbühel ist gemäßigt und durch Nord- bis Nordwest-Staulagen im Einflussbereich von überwiegend atlantischen Störungszonen gekennzeichnet. Charakteristische Werte der Normalzahl (Messperiode 1961–1990; BMLFUW, 2011; siehe auch Kap. 8) von Jahrestemperatur (in °C) und Jahresniederschlag (in mm) sind für Jochberg (5,8 °C / 1.358 mm), für den Paß Thurn (6,3 °C / 1.063 mm) und Stuhlfelden im Salzachtal (6,4 °C / 1.044 mm). Im Vergleich zu nördlicher gelegenen Gebieten wie Kössen (1.592 mm) und Kufstein (1.388 mm), ist bei den Niederschlagswerten schon im Kitzbüheler Achenal eine Abschirmung durch die nördlichen Randketten (z.B. Kaisergebirge) ersichtlich (FLIRI, 1967), wie auch das Salzach-Längstal im Regenschatten der Kitzbüheler Alpen (SEEFELDNER, 1961) liegt.

Das für das Kartenblatt namensgebende Kitzbühel (762 m) ist eine Bezirkshauptstadt mit etwas mehr als 8.000 Einwohnern und einer der bedeutendsten Wintersportorte Österreichs sowie Austragungsort der weltbekannten Hahnenkamm-Skirennen. Ehe der (Ski-)Tourismus um 1900 einsetzte, basierte der Wohlstand der Stadt von der Mitte des 15. Jahrhunderts bis um 1600 auf dem Bergbau von Silber und Kupfer. Auch die Orte Jochberg und Aurach waren mit ebendiesem Bergbau



Abb. 2.
Ostseite des Kitzbüheler Horns mit Alpbachtal und der schroffen Felskulisse des Wilden Kaiser (2.344 m) im Hintergrund. Im Vordergrund sind die als Weideflächen genutzten Grundmoränen-Areale bei Fieberbrunn zu erkennen. Blick nach Westen (Foto: G. PESTAL).

verbunden, dessen Vorläufer bis in die Bronzezeit zurückreichte (Kap. 3.5). Der historische Bergbau spielte auch für Oberndorf in Tirol, und ganz besonders für Fieberbrunn eine wichtige Rolle für die Entfaltung dieser Ortschaften. Mit dem Diabas-Steinbruch bei Oberndorf und dem Magnesit-Bergbau am Weißenstein beherbergen beide Gemeinden heute noch aktive Abbaue (Kap. 9).

Aufgrund der Überschwemmungsgefahr und der versumpften Talsohle im Salzachtal sitzen die alten Ortszentren (z.B. von Hollersbach, Stuhlfelden und Uttendorf) klassischerweise auf Schwemmkegeln am Talrand. Davon weicht der Hauptort des Oberpinzgaus, die Stadt Mittersill, ab, die sich in unmittelbarer Nähe zur Salzach entwickelte. Durch diese Lage wurde sie auch in jüngster Zeit von Hochwasserkatastrophen (letztmals im Jahr 2005) heimgesucht und ist erst durch einen modernen Hochwasserschutz mit Retentionsräumen wieder geschützt, wie letztmals im August 2014 zu erkennen war. In dieser ebenfalls alten Pinzgauer Bergbauregion (Kap. 3.5) wird auch heute noch Bergbau (auf Wolfram) betrieben. Darüber hinaus befindet sich hier das eindrucksvolle Nationalparkzentrum Mittersill des Nationalparks Hohe Tauern. Weitere Nationalparkthemen, wie auch Themen der Bergbaugeschichte, werden im Museum Bramberg am Wildkogel präsentiert. Ein sehr beliebter Einstieg in den Nationalpark, dessen Außenzone das Kartenblatt allerdings nur randlich streift, ist das Hollersbachtal.

Die großen Täler stellen seit langer Zeit wichtige Verkehrswege dar. Die wichtigste und schon lange genutzte Route von überregionaler Bedeutung ist die Nord-Süd-Trasse von Kitzbühel über den Paß Thurn und Mittersill in das Felbertal und weiter über den Felber Tauern nach Matrei in Osttirol. Die Bedeutung dieser Transitstrecke für den innerösterreichischen und internationalen Waren- und Reiseverkehr war letztmals im Sommer 2013 ersichtlich, als der Verkehr durch den Felbertauerntunnel wegen eines Felssturzes auf der osttiroler Seite zum Erliegen kam.

Demgegenüber weisen die E-W verlaufenden Achsen, wie jene durch das Brixental (die in Kitzbühel endet), durch das Tal der Fieberbrunner Ache, und auch



die im Salzachtal verlaufende Route von Zell am See über den Gerlos ins Zillertal, eine vorwiegend regionale Bedeutung für den Straßenverkehr auf.

Im Kitzbüheler und im Fieberbrunner Achental verläuft zudem die einzige inner-österreichische Eisenbahnverbindung zwischen Salzburg und Innsbruck, deren Errichtung als Giselabahn von 1873 bis 1875 erfolgte. Zwischen Zell am See und Krimml verkehrt die Pinzgauer Lokalbahn, deren Betrieb allerdings immer wieder (so im Jahr 2005 und 2014) durch Hochwasser unterbrochen wurde.

Auch einige der wichtigsten Routen des nationalen und internationalen Energie-Transits verlaufen auf dem Kartenblatt, wie die Mitte der 1960er Jahre gebaute Transalpine Ölleitung (Pipeline) von Triest nach Ingolstadt. Diese verläuft durch das Felbertal und führt über Mittersill und den Paß Thurn nach Jochberg und weiter durch den Steinbergkogel-Hahnenkamm-Stollen (6,8 km), westlich von Kitzbühel, in das Brixental. Durch Mittersill führen außerdem zwei wichtige 380 kV-Stromtrassen, die sich gegen Westen, Richtung Gerlos, und gegen Süden ins Felbertal aufspalten. Ein im Juni 2013 erfolgter Murenschub im Felbertal, unmittelbar südlich des Kartenblattes auf Blatt 152, der einen Strommasten abknickte und so zum Ausfall der Stromleitung führte, zeigt wiederum, so wie die oben erwähnten Beispiele, die Vulnerabilität der Infrastruktur im Gebirge. Energiewirtschaftlich bedeutsam ist noch das auf dem Kartenblatt liegende Kraftwerk Uttendorf, das als Teil der Kraftwerksgruppe Stubachtal der Österreichischen Bundesbahnen die Wasserkraft der Hohen Tauern nutzt.

Zahlreiche große Bauwerke für den Ski-Tourismus, wie Seilbahnanlagen und Speicherseen für Beschneiungsanlagen, zeigen den letzten Stand der zunehmenden Nutzung und Prägung des Landschaftsbildes durch den Menschen an. Dies führt dazu, dass ältere anthropogene Eingriffe, wie Wald- und intensive Almbewirtschaftung (VIEHWEIDER & OEGGL, 2013) uns heute als natürlich erscheinen.



Abb. 3.
Blick vom Wildseeloder gegen ESE über das vom Wildsee erfüllte Kar auf die Henne (2.078 m).
Im Vordergrund sind senkrecht gestellte Abfolgen aus obersilurisch-unterdevonischem Spiel-
bergdolomit zu sehen (Foto: M. WAGNER).

2. Geologischer Überblick

(G. PESTAL & J.M. REITNER)

Die Geologie des Kartenblattes 122 Kitzbühel wird von drei großtektonischen Einheiten bestimmt (Tafel 1/Fig. 1). Südlich des Salzachtales bauen das Subpenninikum und das Penninikum die mächtige Antiform des Tauernfensters auf. Die dritte, nördlich des Salzachtales gelegene großtektonische Einheit, ist das Ostalpin. Getrennt werden Subpenninikum und Penninikum vom Ostalpin durch das im Salzachtal in W-E-Richtung verlaufende miozäne Salzach–Ennstal–Mariazell–Puchberg-Störungssystem (SEMP) (LINZER et al., 1995; Tafel 2). Für den im Salzachtal entlang des Tauernfenster Nordrandes verlaufenden Abschnitt der SEMP kann anhand der Abtrennung der Wagrainner Phyllitzone von der Innsbrucker Quarzphyllitzone ein sinistraler Versatzbetrag von zumindest 65 km ermittelt werden (PESTAL et al., 2009; siehe auch Kap. 4.3.2). Neben dieser bedeutenden Horizontalkomponente kann an der Salzachtal-Störung auch eine Vertikalkomponente von 8 bis 10 km mit Hilfe der Mineralabkühlalter abgelesen werden (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985), die uns über die Größenordnungen der Versatzbeträge während der Exhumation des Tauernfensters informiert. Im Bereich der aktuellen Karte wurde das Penninikum durch den schrägen Verlauf der Decken und den steilen Zuschnitt der SEMP nahezu gänzlich abgetrennt. Daher nimmt das Penninikum am Kartenblatt Kitzbühel lediglich einen kleinen Bereich unmittelbar an der östlichen Blattschnittsgrenze ein. Dieser liegt im Salzachtal und wird vollständig von quartären Ablagerungen bedeckt (das penninische Glockner-Deckensystem konnte daher nur im Profilschnitt der Faltafel 1 dargestellt werden; siehe auch Tafel 1/Fig. 1).

Somit wird der Nordrand des Tauernfensters im Bereich zwischen dem Habach- und dem Stubachtal nahezu vollständig vom Subpenninikum eingenommen. Dieses lässt sich in das liegende Venediger-Deckensystem und in das hangende Modereck-Deckensystem untergliedern (Tafel 1/Fig. 1). Das Venediger-Deckensystem bildet, bezogen auf die heutigen Aufschlussverhältnisse, die tektonisch tiefste Einheit der Ostalpen. SCHMID et al. (2013) interpretieren aufgrund von regionalgeologischen Überlegungen und tieferseismischen Daten das Venediger-Deckensystem als einen aus mehreren Decken aufgebauten Duplex. Dieser wurde im obersten Paläogen vom Rand der europäischen Kontinentalplatte abgetrennt und weiter nach Norden überschoben. Die basale Überschiebung des Duplex ist im Bereich der heutigen Aufschlussverhältnisse (aufgrund der bisherigen Exhumation und Erosion) nicht sichtbar. Die zweite bedeutende Überschiebung (die „roof thrust“) verläuft von der Eklogit-Zone (auf Blatt 152 und 153 gelegen) über die Schuppenzone der Riffl-Tauernkogel-Teildecke (auf Blatt 153 gelegen) bis auf das aktuelle Kartenblatt im Hangenden des Falkenbachlappens. Sie wird aber hierarchisch nicht dem Venediger-Deckensystem, sondern dem Modereck-Deckensystem zugeordnet (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011; siehe auch Tafel 1/Fig. 1). Der Internbau des Venediger-Deckensystems wird im Bereich der mittleren und der westlichen Hohen Tauern von drei großen Decken bestimmt, die als Granatspitz-Decke, Zillertal-Decke und Tux-Decke bezeichnet werden. Die Granatspitz-Decke wird im Bereich des aktuellen Kartenblattes von der Sturmannseck-Schuppe vertreten. Die Zillertal-Decke wird in die Felber- und in die Pihapper-Teildecke untergliedert. An der westlichen Blattschnittsgrenze befindet sich die Habach-Teildecke, die der östlichste Ausläufer der Tux-Decke ist.

Die alpine Metamorphose, welche die Gesteine des Venediger-Deckensystems erfahren, wird als Tauernkristallisation bezeichnet. Diese erreichte im Oligozän gebietsabhängig die Grünschiefer- bis Amphibolitfazies und kühlte danach im Miozän

wiederum schrittweise ab (SCHUSTER et al., 2004). Die Mineralparagenesen zeigen, dass am aktuellen Kartenblatt nur die Obere Grünschieferfazies erreicht wurde. Lediglich die polymetamorphen Gesteine der Sturmannseck-Schuppe wurden vor der Tauernkristallisation von einer amphibolitfaziellen variszischen Metamorphose geprägt.

Der lithologische Inhalt der subpenninischen Decken im Bereich des aktuellen Kartenblattes umfasst jungproterozoische bis kambrische Ophiolithe (Hollersbach-Komplex), jungpaläozoische Plutonite (Zentralgneise) sowie saure und intermediäre, jungpaläozoische Metavulkanite mit zwischengelagerten Metasedimenten (Peitingalm-Komplex). Die permomesozoischen Gesteine der subpenninischen Einheiten setzen sich aus den siliziklastischen Metasedimenten der Wustkogel-Formation, aus den karbonatischen Metasedimentgesteinen der Seidlwinkl-Formation und aus den jurassisch-kretazischen, turbiditischen Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe zusammen.

Das Ostalpin, das sich nördlich des SEMP-Störungssystems befindet, baut den Großteil des Kartenblattes auf. Es kann im Bereich des Kartenblattes 122 Kitzbühel in die nachfolgend genannten Oberostalpinen Decken gegliedert werden (Tafel 1/ Fig. 1): Die liegende Innsbrucker Quarzphyllit-Decke ist dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzuordnen, während die Uttendorfer Schuppenzone und die Staufen-Höllengebirge-Decke dem hangenden Tirolisch-Norischen Deckensystem angehören (SCHUSTER et al., 2009). Die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke umfasst die Zone von Mühlbach, die Zone der Steinkogelschiefer und die Innsbrucker Quarzphyllitzone. Wir vermuten, dass die Zone von Mühlbach während der miozänen Exhumation des Tauernfensters entstanden ist. Die Innsbrucker Quarzphyllitzone und die Zone der Steinkogelschiefer repräsentieren entweder ein invers lagerndes Metamorphoseprofil, oder zwischen den beiden Gesteinskomplexen hat eine Relativbewegung stattgefunden und ihre Grenzflächen sind auch als variszische Deckengrenzen zu betrachten.

Die nächst höhere Decke ist die Uttendorfer Schuppenzone. Diese kennzeichnet jenen Horizont, in dem der kreidezeitliche, eoalpidische Deckenbau zwischen dem Koralpe-Wölz-Deckensystem und dem Tirolisch-Norischen Deckensystem im höheren Krustenniveau unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen erfolgte.

Die Staufen-Höllengebirge-Decke (Tafel 1/ Fig. 1), die den Großteil der Kitzbüheler Alpen aufbaut, setzt sich zu einem Teil aus den altpaläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone zusammen, die einen aus mehreren variszischen Decken (Wildseeloder-Einheit, Glemmtal-Einheit und Hochhörndler-Schuppenzone) bestehenden Internbau aufweisen. Darüber folgen, im Bereich des Ehrenbachgrabens und im Gebiet um Fieberbrunn, die permomesozoischen Gesteinseinheiten der Nördlichen Kalkalpen, die den zweiten Teil der Staufen-Höllengebirge-Decke aufbauen. Die unterpermische Basisbrekzie (42) bedeckt diskordant, als erstes Schichtglied der Nördlichen Kalkalpen, den variszischen Deckenbau der Grauwackenzone.

Während der kaltzeitlichen Großvergletscherungen des Pleistozäns lag das Gebiet des Kartenblattes Kitzbühel mehrmals unter weitestgehender Eisbedeckung und bildete so das Nährgebiet für Gletscherzungen, die u.a. bis zum Chiemsee vorstießen (Abb. 26, Falltafel 3). Der überwiegende Teil des Kartenblattes wurde vom Achengletscher (Chiemseegletscher) erfüllt, der zum System des Salzachgletschers gehört und von diesem maßgeblich über den Paß Thurn mit Eis aus den Hohen Tauern dotiert wurde. Mit der Reiß-Grundmoräne bei Kitzbühel liegt das älteste glaziale Sediment des Kartenblattes vor. Dieses wird von den Ablagerungen der „Kitzbüheler Terrasse“ überlagert, die einen für die Ostalpen einzigartigen, von

Aurach bis St. Johann verfolgbaren Talboden aus dem Fröhwürm belegen. Mit den Eisstauseeablagerungen bei Fieberbrunn und im Salzachtal sind kurzfristige Situationen in der dynamisch ablaufenden Vorstoßphase am Beginn des Würm-Hochglazials belegt. Grundmoränendecken und überschiffene Felsen sind die Belege der hochglazialen Großvergletscherung im Würm, als nur die höchsten Gipfel aus dem Eisstromnetzwerk herausragten. Dessen rascher Zusammenbruch am Beginn des Würm-Spätglazials ist mit den Eisrandsedimenten der Eiszerfallsphase dokumentiert. In dieser Phase gab es auch letztmals einen aktiven Gletscher im Kitzbüheler Achental, ehe sich das Gletschergeschehen in die höchsten Kare zurückzog. Dort belegen auch reliktische Blockgletscher letztmals Permafrost im ausgehenden Würm-Spätglazial. Als Folge der glazialen Erosion im Würm-Hochglazial wurden die übersteilten Hänge mit Schwinden der stützenden Gletscher instabil und reagierten mit kriechenden, tiefgreifenden Massenbewegungen. So prägen auch noch heute aktive Talzuschübe viele Talflanken auf dem Kartenblatt und tragen maßgeblich zum Abtrag des Gebirges bei. Daneben manifestiert sich die jüngste geologische Dynamik in Murenablagerungen und Überflutungssedimenten. Die ausgedehnten Moore beinhalten nicht nur ein Archiv der Klimaschwankungen im Würm-Spätglazial und Holozän, sondern auch eines der menschlichen Eingriffe in die Gestaltung der Landschaft seit dem Neolithikum. Letzteres bezeugen auch die prähistorischen und historischen Bergbauhalden, die mitsamt den aufgelassenen Stollen, den ehemaligen Reichtum dieses Gebietes an Lagerstätten erkennen lassen.

3. Erforschungsgeschichte

(G. PESTAL, H. HEINISCH, J.M. REITNER & A. SCHEDL)

Die Erforschungsgeschichte des Kartenblattes 122 Kitzbühel ist in drei thematische Abschnitte gegliedert, welche sich zeitlich überschneiden. Der Erstellung des Kartenblattes, der Montangeschichte der Region Kitzbühel und des Oberpinzgaues sind weitere, jeweils eigene Kapitel gewidmet.

3.1. Bearbeitungen des Ostalpins

3.1.1. Erforschungsgeschichte der Grauwackenzone

Die Begriffe „Grauwacken- und Thonschiefergebirge“ oder „Übergangsgebirge“ finden sich bereits Ende des 18. Jahrhunderts in der geognostischen Literatur, wobei die Gesteinsbezeichnung „Grauwacke“ von Harzer Bergleuten in den Sprachgebrauch eingeführt wurde (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977). Der Begriff „Grauwacken-Gebirge“ im Sinne einer Formationsbezeichnung wurde von REUSS (1805) erstmals in Österreich verwendet, während der Name „Grauwackenzone“ erstmals bei HAUER (1857) auftaucht. Eine vollständige Zusammenstellung der frühen Erforschungsgeschichte findet sich bei TOLLMANN (1977). Erste Makrofossilien beschrieb HAUER (1847) aus dem Bereich um Dienten und stufte sie in das Silur ein. Von diesem Zeitpunkt an wurde die gesamte Grauwackenzone als paläozoisches Element im Alpenraum betrachtet.

Die erste veröffentlichte geologische Karte der Grauwackenzone des Gebietes um Kitzbühel sowie eine erste detaillierte Beschreibung der dort auftretenden Gesteine und Erzlagerstätten stammen von UNGER (1836; siehe auch DRESCHER, in Druck). Unter dem Überbegriff „*Grauwacken-Formation*“ differenziert er bereits „*Thonschiefer, schiefrige Grauwacke, Kalkstein/Übergangskalk*“. Neben eigenen Beobachtungen sind in dieser Karte ältere Quellen aus dem Umfeld des k. k. Bergamtes Kitzbühel verarbeitet, die zu den ältesten geologischen Gebietskarten in Österreich zählen (HOFER, 1826, 1828a, b; N.N., 1830; SCHMIDT, 1830, 1839).

Die erste gedruckt vorliegende geologische Karte der Region Kitzbühel lieferte OHNESORGE (1917) im Maßstab 1:25.000. Die Daten flossen in die „Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Kartenblatt 5049 Kitzbühel und Zell am See im Maßstab 1:75.000“ von OHNESORGE et al. (1935) ein. Diese Karte bildete bis zur Neuaufnahme des Untersuchungsgebietes die einzige geologische Basisinformation. Begleitende Publikationen enthalten erste Vorstellungen zu Bau und Tektonik des Gebietes (OHNESORGE, 1905, 1909, 1925; HAMMER, 1937, 1938). Die Einschaltungen vulkanischer Gesteine fanden früh Interesse (SPITZ, 1909; HRADIL, 1924). Eine ausführliche petrografische Bearbeitung der basaltischen Magmatite wurde u.a. von ANGEL (1956) vorgelegt.

Regionalgeologische Übersichtswerke (KLEBELSBERG, 1935; HEISSEL, 1951) vermitteln einen Einblick in den Kenntnisstand während der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Aufgrund des Mangels an Makrofossilien war eine exaktere stratigrafische Gliederung und tektonische Analyse lange unmöglich. Dies änderte sich erst mit der Anwendung mikropaläontologischer Techniken, insbesondere durch die Entdeckung von Conodontenfaunen in den schwachgradig metamorphen Karbonatgesteinen. In einer Vielzahl von Publikationen sind die sich einstellenden Neuergebnisse zur Stratigrafie dokumentiert, welche im Westteil der Grauwackenzone von der Innsbrucker Arbeitsgruppe unter Federführung von Helfried Mostler erarbeitet wurden (MALZER, 1964; MOSTLER, 1965, 1966a, b, 1967). Ein zusammenfassender Überblick über die Neuergebnisse und die geologisch-erdgeschichtliche Interpre-

tation der Kitzbüheler Grauwackenzone findet sich in MOSTLER (1968, 1970b) sowie MAVRIDIS & MOSTLER (1970). Diese Arbeiten enthalten auch weiterführende Literaturangaben.

Als Konsequenz der stratigrafischen Erkenntnisse wurde es erstmals auch möglich, in Einzelgebieten den tektonischen Baustil detailliert abzuklären, wie es für die Umgebung des Kitzbüheler Horns durch EMMANULIDIS & MOSTLER (1970) geschah. Es wurde ein Gesamtkonzept der deckentektonischen Interngliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone und ihrer tektonischen Beziehung zu den Nachbargebieten vorgelegt (MOSTLER, 1973). Einschränkend ist festzuhalten, dass riesige Flächen von Wildschönauer Schiefer mangels geeigneter Karbonatgesteineinschaltungen nicht datiert werden konnten, und daher auch der tektonische Bau großer Areale bis heute ungeklärt bleiben musste. Faziesmodelle für die Siliziklastika wurden von MOSTLER (1970b), MAVRIDIS & MOSTLER (1970), EMMANULIDIS & MOSTLER (1970) entwickelt, die von „Tieferen Wildschönauer Schiefern“ und „Höheren Wildschönauer Schiefern“ ausgingen. Es ist von einem recht einheitlich aufgebauten Einzugsgebiet die Rede; die Gesteine werden gemeinsam mit den „gabbrostämmigen Effusiva“ als „eugeo-synklinale Ablagerungen“ charakterisiert.

Nach der Bildung der Blasseneck-Porphyroide im Oberordovizium (Caradoc/Ashgill nach SCHÖNLAUB, 1979; MOSTLER et al., 1984) wird ab dem Llandovery von der Ausbildung getrennter Faziesbereiche ausgegangen, einer Beckenfazies, in der die „Höheren Wildschönauer Schiefer“ abgelagert wurden, einer Schwellenfazies mit geringmächtigen, kondensierten Kieselknollenkalken, roten Kieselkalken, bis 30 m mächtigen Crinoidenkalken und schwarzen bioarenitischen Kalken (MOSTLER 1967, 1968; AL HASANI & MOSTLER, 1969) sowie einer Flachwasserfazies mit Stromatoporen- und Onkolithbildungen. Zur Erklärung der raschen Faziesdifferenzierung im tieferen Silur wird eine synd sedimentäre Bruchtektonik herangezogen (MOSTLER, 1970b), im Zuge derer es zu einem „Konglomeratslumping“ kommt.

Im mittleren Silur (Wenlock–Ludlow) entsteht der „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex“, welcher ab dem Ludlow in eine rein karbonatische Abfolge übergeht (Cephalopodendolomite und Flaserdolomite der Kitzbüheler Horn Serie; EMMANULIDIS & MOSTLER, 1970). Die dolomitische Fazies greift im Laufe des oberen Silur auf die Zone klastischer Beckenfazies über, wodurch wesentlich einheitlichere Sedimentationsräume einer weit ausgreifenden Karbonatplattform mit einzelnen, insgesamt dolomitisierten Riffkörpern vorliegen (Schwazer Dolomit, bunte Flaserdolomite, Spielbergdolomit). Im älteren Famennium endet nach diesen Daten die stratigrafisch gesicherte Geschichte des variszischen Geosynkinaltroges in der Kitzbüheler Grauwackenzone (SCHÖNLAUB, 1979).

Mit der schematischen Übertragung plattentektonischer Modelle auf das Paläozoikum der Alpen mit dem Anspruch überregionaler Gültigkeit waren naturgemäß vor allem die eingeschalteten Metavulkanitfolgen von Bedeutung. Deren stratigrafische Einstufung erfolgte über Analogieschlüsse auf Basis der Korrelation des Österreichischen Paläozoikums (SCHÖNLAUB, 1979; MOSTLER et al., 1984). Die Modelle reichten von der Idee eines aktiven Kontinentalrandes mit kalkalkalischem Inselbogen-Vulkanismus (HÖLL & MAUCHER, 1976), Ausbildung echter Ozeanbodenbasalte (MOSTLER et al., 1984) bis zum Intraplatten-Vulkanismus in kontinentaler oder ozeanischer Kruste (COLINS et al., 1980). In letzterer Arbeit gelangten die Autoren bei Betrachtung der Geochemie der Metabasalte und sedimentologischer Daten zu einem differenzierten paläogeografisch-geotektonischen Entwicklungskonzept für den Zeitraum vom ausgehenden Kambrium bis in das jüngere Paläozoikum. Im Rahmen dieser Arbeit wurden auch ausführliche Untersuchungen zur Metamorphosegeschichte vorgelegt, die unter Berücksichtigung der Daten von SCHRAMM (1980), HOSCHEK et al. (1980), BECHTOLD et al. (1981) und LENGAUER & SCHRAMM (1989) als weit-

gehend geklärt betrachtet werden kann. Die eoalpine metamorphe Überprägung der Gesteine wurde durch KRALIK (1983) nachgewiesen. Die Modellbildung in paläogeografischer und plattentektonischer Hinsicht findet von Seiten der Innsbrucker Arbeitsgruppe durch MOSTLER et al. (1984) ihren Abschluss.

Eine vulkanologisch-petrografische und geochemische Neubearbeitung erfuhren die Porphyroide durch HEINISCH (1980, 1981a, b). Im überregionalen Zusammenhang wurden Überlegungen zur plattentektonischen Interpretation dieses vulkanischen Ereignisses angestellt.

Aufgrund umfangreicher begleitender Untersuchungen zur Stratigraphie, Sedi-mentologie sowie Fazies, Tektonik, Vulkanologie und Geochemie konnte im Jahr 1986 ein erstes neues Gesamtkonzept für die Kitzbüheler Grauwackenzone erar-beitet werden (HEINISCH, 1986). Insbesondere waren neue conodontenstratigraphische Daten von Bedeutung (HEINISCH et al., 1987a, b). Überlegungen zur paläogeografi-schen Position des Ablagerungsraumes als „passive margin“ am Rand Gondwa-nas wurden durch HEINISCH (1988) veröffentlicht. Die Geochemie und Vulkanologie der Metabasitvorkommen der Grauwackenzone wurde von SCHLAEGEL-BLAUT (1990) umfassend dargestellt und war wichtig für die Beurteilung der geotektonischen Gesamtsituation (SCHLAEGEL-BLAUT & HEINISCH, 1990a, b, 1991; LOESCHKE & HEINISCH, 1993). Diese Datensätze bilden in ihrer Gesamtheit die wesentliche Basis für die weiteren Kapitel des Erläuterungsbandes und flossen in Übersichtspublikationen zum klassischen alpinen Paläozoikum ein (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993).

Hinsichtlich der geotektonischen Interpretation des Alpinen Paläozoikums im All-gemeinen und der hier betrachteten Grauwackenzone im Besonderen waren in den Folgejahren methodische Fortschritte in der Paläomagnetik, der Geochronologie und der Provenienzanalyse von großer Bedeutung. Die Paläo-Position der Grau-wackenzone in Relation zum Gondwana-Nordrand und den variszischen Terranen konnte durch die Paläomagnetik-Arbeitsgruppe um BACHTADSE, SOFFEL und TAIT weit-gehend geklärt werden (SCHÄTZ et al., 1996, 1999, 2002).

Auf Nachbarblättern erhielten SÖLLNER et al. (1991, 1997) für die Porphyroide mit der U/Pb-Methode an Zirkonen ein ordovizisches Alter. Der Sedimentationsbeginn der Siliziklastika konnte durch Acritarchen-Funde auf mindestens Unterordovizium (REITZ & HÖLL, 1989, 1991, 1992) erweitert werden.

Geochronologische Datierungen zu Metabasiten wurden auf Kartenblatt Kitzbü-hel nicht durchgeführt. Im benachbarten, anschließenden Raum wurde der Metaba-sit-Komplex des Marchbachjochs (auf Blatt 121) durch LOTH et al. (1999) geochro-nologisch untersucht und als kambro-ordovizischer Ophiolithkomplex interpretiert. SCHAUDER (2002) datierte weitere Metabasitvorkommen als ordovizisch, sieht die geotektonische Einordnung aber eher in einer Intraplatten-Situation (Kap. 5.1.6).

In den Grauwackenbänken erhaltene Detritusminerale konnten zur Provenienz-analyse genutzt werden. Hierbei kam u.a. die Ar/Ar-Methode an Hellglimmern zum Einsatz. Die Verteilung der Bildungsalter des Detritus erlaubt detaillierte Rückschlüs-se auf das Liefergebiet und die paläogeografische Position der Sedimentations-räume der Grauwackenzone (PANWITZ, 1999, 2006; PANWITZ et al., 2000; PANWITZ & HEINISCH, 2005). Die Detritusalter ermöglichen aber auch die Einengung des Sed-imentationsalters der mächtigen Grauwackenschiefer-Serien und bestätigten die lithostratigraphische Grundgliederung von HEINISCH (1986).

3.1.2. Erforschungsgeschichte von Quarzphyllit, Steinkogelschiefer und Augengneisen

Unmittelbar aus dem Anstehenden des Untersuchungsraumes liegen keine älte-ren Arbeiten vor. Nach TOLLMANN (1977) lagert auf dem unterostalpinen Innsbrucker

Quarzphyllit eine eigenständige mittelostalpine Deckeneinheit, zu der die Steinkogelschiefer und die Schwazer Augengneise (Kellerjochgneise) gezählt werden. SATIR & MORTEANI (1979) untersuchten die Problematik erstmals geochronologisch und schätzten ein Sedimentationsalter der Steinkogelschiefer von mindestens 540 Ma ab. Es folgt bei 423 Ma die Intrusion der späteren Schwazer Augengneise, eine variszische Metamorphose und eine altpaläidische Überprägung. Die verwendete Rb/Sr-Gesamtgesteinsmethode ist heute allerdings nicht mehr üblich.

Für den Innsbrucker Quarzphyllit wurde von HADITSCH & MOSTLER (1983) eine prostratigrafische Gliederung vorgestellt, die aufgrund lithologischer Vergleiche mit der Grauwackenzone eine altpaläozoische Abfolge als Edukt der höher metamorphen Serien vorschlägt. Conodontenfaunen im Umfeld der Lagerstätte Tux ergaben nach HÖLL & MAUCHER (1967) sowie MOSTLER (1973) punktförmig ein oberes Silur- und ein Mitteldevon-Alter. Jedoch sind die Bereiche unkartiert, ihre Zuordnung zum Innsbrucker Quarzphyllit ist daher unsicher. Im Innsbrucker Quarzphyllit nahe des Brennerpasses wurden umfangreiche petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt (ROCKENSCHAUB et al., 2003a, b). Aufgrund der großen Entfernung und komplexen Tektonik erscheint eine Übertragbarkeit der Daten auf das Kartenblatt zweifelhaft.

3.2. Bearbeitungen des Tauernfensters

In der Mitte des 19. Jahrhunderts erweckten auch die mittleren Hohen Tauern sowie der zum Pinzgau zählende südöstliche Teil der Kitzbüheler Alpen geologisches Interesse (PETERS, 1854). Im Rahmen der zu jener Zeit begonnenen systematischen geologischen Landesaufnahme widmete man sich erstmalig dem gesamten Bundesland Salzburg. Die Ergebnisse jener ersten Kartierungen wurden in handkolorierten, geologischen Manuskriptkarten im Maßstab 1:144.000 dokumentiert (LIPOLD et al., 1853a, b). Sie befinden sich heute im Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Um die Jahrhundertwende unternahm LÖWL (1895, 1903) ausgedehnte Untersuchungen und Begehungen im Gebiet des Granatspitzkerns, den er als Lakkolithe deutete, und im Bereich der „Sulzbachzungen“ und der „Habachzunge“. Von WEINSCHENK (1895a, b, 1896, 1903) sind Beschreibungen der Schieferhülle um den Venediger erhalten.

Seit TERMIER (1904) erkannte, dass die penninischen Gesteine der West- und der Zentralalpen im Gebiet der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern wieder unter den ostalpinen Einheiten hervortreten, war das Tauernfenster ein klassisches Arbeitsgebiet für den Beleg des Deckenbaus in den Ostalpen. KOBER (1922) grenzte in weiterer Folge unter deckentektonischen Gesichtspunkten den Fensterinhalt genauer ab und verfasste eine erste Gesamtdarstellung des östlichen Tauernfensters. Von KÖLBL (1924) wurden dann die Vorstellungen Kobers von „flachen Zentralgneisdecken“ auch auf die mittleren Hohen Tauern ausgedehnt, wo er vor allem tektonische Studien in der Venediger- und der Granatspitz-Gruppe durchführte. KÖLBL (1932a, b) verbreitete in weiterer Folge Theorien, die besagten, dass typische ostalpine Gesteine in das Tauernfenster „hereinstreichen“. Diese Vorstellungen betrafen den Abschnitt zwischen Mühlbach und Krimml. Sie wurden aber recht bald widerlegt.

1919 begann OHNESORGE im Anschluss an die Kartierung der Grauwackenzone mit der Aufnahme des Nordrandes der mittleren Hohen Tauern. Doch diese Kartierung blieb unvollendet und es liegt auch nur ein Bericht aus etwas späterer Zeit vor (OHNESORGE, 1929). Die Aufnahmen wurden erst Mitte der 1930er Jahre von HAMMER (1935) weitergeführt, indem er den Tauernnordrand westlich des Stubachtales kartierte. CORNELIUS (1934) hat die Aufnahmen dann östlich des Stubachtales fort-

gesetzt und abgeschlossen, sodass die Ausgabe der Geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Kitzbühel und Zell am See (5049), von OHNESORGE et al., 1935 erfolgen konnte. Mehrere Berichte mit Beschreibungen des Tauernnordrandes und Anmerkungen zur Geologischen Karte, Blatt Kitzbühel und Zell am See, wurden auch von HAMMER (1935, 1937, 1938) verfasst.

Die erste geologische Karte mit moderner und übersichtlich gestalteter Topografie aus den mittleren Hohen Tauern ist die von CORNELIUS & CLAR (1935) im Maßstab 1:25.000 erstellte Karte des Großglocknergebietes, die mit Unterstützung des Alpenvereins ausgegeben werden konnte. CORNELIUS & CLAR (1939) beschrieben auch ein kleines, am Südostrand des aktuellen Kartenblattes Kitzbühel gelegenes Gebiet, nämlich das äußere Stubachtal. Während der Kriegsjahre kartierte CORNELIUS (1944) unter anderem auch das im Südwesten an unser Kartenblatt grenzende „NE Ende der Habachzunge“.

In den Jahren kurz nach dem Ende des Zweiten Weltkrieges bearbeitete FISCHER (1947, 1948, 1955) im Rahmen seiner Dissertation den am Kartenblatt Kitzbühel – zwischen dem Stubach- und Habachtal – befindlichen Teil des Tauernnordrandes, wo dem Autor im Bereich des Wenns-Veitlehener Kalks (heutige Schreibweise Wenns-Vitlehener Kalk) beachtenswerte Fossilfunde gelangen.

Die Erstellung eines lithodemisch-lithostratigrafischen Gesamtkonzeptes zur Charakterisierung der Gesteinseinheiten der mittleren Hohen Tauern ist das Verdienst von FRASL, der sich seit 1948, basierend auf umfangreichen Kartierungen und Studien, mit dieser Aufgabe befasste (KOBER, 1948: 90–91, Bericht FRASL; FRASL, 1949, 1952, 1953a, b, c, 1954, 1955, 1957; FRASL & HEISSEL, 1953; FRASL & FRASL, 1956). Das Ergebnis seiner Untersuchungen publizierte FRASL (1958) in der „*Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern*“. In der Frage der Untergliederung der Bündnerschiefer wurde diese Arbeit wenige Jahre später durch tektonische Ideen und Fazieskonzepte von FRASL & FRANK (1964, 1966) modifiziert. Diese Publikationen sind bis heute die wichtigsten Standardwerke zur Beschreibung der Geologischen Einheiten des Tauernfensters. Die Umbenennung der aus paläozoischen und mesozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten bestehenden „Serien“ und „Fazieszonen“ bei Frasl in Formationen, Gruppen und Komplexe erfolgte aufgrund der redaktionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt, die sich an den Empfehlungen zur Handhabung der stratigrafischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER, 1999) orientieren.

Auch die metamorphe Überprägung der Gesteine des Tauernfensters war Gegenstand von Studien, die sich neben der klassischen Polarisationsmikroskopie auf Mikrosonden-Untersuchungen und in zunehmendem Maße auf die Geochronologie stützten. Die voralpidische Metamorphose der Hohen Tauern beschränkt sich am gegenständlichen Kartenblatt auf die amphibolitfazialen Mineral- und Strukturrelikte im „Altkristallin“ der Zwölferzug-Gruppe (PETRAKAKIS & KOLLER, 1981; FRANK et al., 1981). Die oligozäne Tauernkristallisation ist die letzte und damit verständlicherweise die vorherrschende Metamorphoseprägung. Ihre Metamorphosezonierung wurde anhand der Verteilung charakteristischer Mineralparagenesen genau untersucht (HÖCK, 1974; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982; FRANK et al., 1987b; SEEMANN et al., 1993; HOINKES et al., 1999). Die geochronologischen Studien von JÄGER et al. (1969), CLIFF (1977, 1981), RAITH et al. (1978) und GRUNDMANN & MORTEANI (1985) dokumentieren die Abkühlungsgeschichte nach der Tauernkristallisation.

Mit der geochemischen Charakterisierung der Metamagmatite der Habach-Gruppe beschäftigten sich die Untersuchungen von STEYRER (1983), PESTAL (1983), STEYRER & HÖCK (1985), KRAIGER (1989), HÖCK (1993) und HÖCK et al. (1993), die sich vor allem um die Klärung des plattentektonischen Environments dieser Gesteinseinheit

bemühten. Die Amphibolite weisen diesen Arbeiten zufolge MORB-Chemismen auf, während die Albitgneise, die Biotit-Epidot-Gneise und die Porphyrmaterialschiefer einem Inselbogen zuzuordnen sind.

Die Dokumentation der beim Bau des Triebwasserstollensystems für das Kraftwerk Uttendorf II gewonnenen ingenieurgeologischen Erfahrungen erfolgte durch DEMMER et al. (1991).

In den 1990er Jahren führte KUPFERSCHMIED (1994) „*geologische Untersuchungen im Tauernfenster zwischen Hollersbachtal und Krimmler Achental*“ durch. Im Zuge dieser Arbeiten erfolgte auch die „*geologische Neuaufnahme der Habachmulde*“ und des „*Wenns-Veitlehener-Marmorzuges*“ durch KUPFERSCHMIED & HÖLL (1994) bzw. durch LOTH & KUPFERSCHMIED (1993).

Das folgende Jahrzehnt war vor allem Arbeiten gewidmet, die der geochronologischen Entschlüsselung der Eduktalter der paläozoischen Gesteinseinheiten dienen (VON QUADT, 1992; PEINDL & HÖCK, 1993; EICHORN et al., 2000, 2001; KEBEDE et al., 2003, 2005).

3.3. Quartärgeologische Erforschung

Das Interesse der Quartärforschung wurde durch den breiten Talraum mit der eindrucksvollen „Kitzbüheler Terrasse“ schon früh geweckt. Aus den Anfängen der quartärgeologischen Untersuchungen ist UNGER (1836) hervorzuheben (Abb. 4), der u.a. mit seiner Beschreibung der Sedimente im Josephi-Erbstollen bei Kitzbühel sowie der Kohlenfunde, die Grundlage für die weiteren Bearbeitungen im Speziellen der „Kitzbüheler Terrasse“ im Achental lieferte. UNGER (1836) spricht hier von einem „Conglomerat“, das als solches nur bei Kitzbühel zum Teil vorhanden ist. Zur aktuellen Nomenklatur, siehe Erläuterungen zu Leg. Nr. **32** und **33** in Kapitel 6.4.1. In weiterer Folge wurden die Sedimente im Josephi-Erbstollen bei Kitzbühel von BLAAS (1884) als Beleg für eine wiederholte Vergletscherung der Alpen herangezogen. In seiner Monografie über die „Vergletscherung des Salzachgebietes“ lieferte BRÜCKNER (1886) erstmals ein genaueres Bild der letzten Vergletscherung im Achental und im Salzachtal. PENCK & BRÜCKNER (1909) bezogen den gesamten Untersuchungsraum in ihr System der Vergletscherungen ein.

Mit der publizierten Karte im Maßstab 1:75.000, Blatt Kitzbühel und Zell am See (OHNESORGE et al., 1935) sowie der detaillierten Karte von Kitzbühel und Umgebung im Maßstab 1:25.000 (OHNESORGE, 1917) waren die quartären Sedimente des Untersuchungsraumes erstmals komplett kartiert. NICKLAS (1936, 1937) beschäftigte sich erneut mit der Quartärgeologie, insbesondere mit der Korrelation der Moränenzüge in den Karen der Kitzbüheler Alpen mit spätglazialen Ständen. MUTSCHLECHNER (1968) dokumentiert den damaligen Kenntnisstand im Raum Kitzbühel und dessen Umgebung – von der Eiszeit bis zur Gegenwart. Mit WALTL (1992) setzt im Kitzbüheler Achental die Phase der modernen Neuuntersuchungen mit Schwerpunkt auf den Sedimenten des Talraumes ein. Diese Ergebnisse lieferten eine Grundlage für die komplette sedimentologische und stratigrafische Neubearbeitung des Gebietes im Kontext mit den Nachbargebieten von den Sedimenten der Kitzbüheler Terrasse bis zum frühen Spätglazial durch REITNER (1996, 1997, 2005). Dabei konnte auf eine Reihe von palynologischen Resultaten von Schieferkohlen und vergleichbaren Ablagerungen der Kitzbüheler Terrasse von S. BORTENSLAGER und I. DRAXLER zurückgegriffen werden. Gerade die Pollenanalyse hat auch einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der Landschafts- und letztlich der Besiedlungsgeschichte geliefert. Dies reicht von den ersten Pollendiagrammen u.a. vom Schwarzsee bei Kitzbühel (SARNTHEIN, 1948) über die modernen Nachuntersuchungen von Mooren



Abb. 4.
Erster geologischer Schnitt quer über das Kitzbüheler Achental bei Kitzbühel und damit durch die Kitzbüheler Terrasse von UNGER (1836).

am Bichlach und am Paß Thurn (BORTENSCHLAGER, 1976), auch erstmals mit dem Schwerpunkt Siedlungstätigkeit (BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER, 1981), bis zu den jüngsten Untersuchungen im Zusammenhang mit den prähistorisch bis historischen Bergbauaktivitäten im Kitzbüheler Raum (VIEHWEIDER & OEGGL, 2012; VIEHWEIDER in FEICHTER-HAID et al., 2013).

3.4. Schritte zur Erstellung des aktuellen Kartenblattes

Die Erstellung der Geologischen Karte 122 Kitzbühel (1:50.000) und der dazugehörigen Erläuterungen hat sich über viele Jahre erstreckt. Die ersten Schritte zur Neuaufnahme des Blattes begannen mit den Kartierungen von HEINISCH & SCHLAEGEL (1984, 1985, 1986, 1987) im Bereich des oberen Saalachtals. Zeitgleich begannen auch die Kartierungen und systematischen Untersuchungen von STINGL (1984, 1987a, b, 1988, 1989, 1996) im Bereich von Fieberbrunn und Hochfilzen, die einerseits die Neuaufnahme des Kartenblattes entscheidend vorantrieben und andererseits wichtige lithostratigrafische Erkenntnisse zur Gliederung der Perm- sowie der Untertrias-Gesteine lieferten.

Mitte der 1980er bis Mitte der 1990er Jahre wurden von einer Münchner Arbeitsgruppe, unter der Leitung von Helmut Heinisch, insgesamt 12 Diplomarbeiten (AIGNER, 1991; B'SHARY, 1991; BÜCHERL, 1987; HABERBOSCH, 1985; HAUCK, 1988; HIRSCHBERGER, 1995; ITZELSBERGER, 1994; MEISSNER, 1994; SCHÄTZ, 1994; SPITZENBERGER, 1988; STOCK, 1991; WUNDERLICH, 1988) auf dem Kartenblatt erstellt. Die geologischen Kartierungen wurden nach Umarbeitung in die geologische Kartendarstellung integriert. Im Rahmen von Kartieraufträgen wurden die Aufnahmen durch FRANKE (FRANKE, 1995, 1997) und ZADOW (HEINISCH & ZADOW, 1990; ZADOW, 1992) ergänzt. Aufnahmen und Kontrollbegehungen durch Heinisch ergaben eine flächendeckende Neubearbeitung, die sich letztlich über den Zeitraum von 1984 bis 1998 erstreckte (vgl. Nebenkarte „Verteilung der Aufnahmegebiete“ auf Kartenblatt 122 Kitzbühel).

Ab dem Jahr 1989 wurde der Tauernfensteranteil des Kartenblattes neu kartiert. Diesbezügliche Aufnahmeberichte von PESTAL (1990, 1991, 1992, 1993) und eine Manuskriptkarte im Maßstab 1:25.000 liegen vor. Nach dem Abschluss der Neuaufnahme des Tauernfensterabschnitts widmete sich Pestal der Kartierung eines rund 17 km messenden S–N-Streifens der Grauwackenzone, der sich von Jochberg Wald bis zur nördlichen Blattschnittsgrenze bei Oberndorf erstreckt (siehe Verteilung der Aufnahmegebiete 1:400.000 in HEINISCH et al., 2003).

Beginnend mit dem Jahr 1989 wurde von WÄLTJ (1990, 1991, 1992) eine moderne quartärgeologische Kartierung im Kitzbüheler Achenental durchgeführt. Darauf aufbauend, begann Jürgen M. Reitner ab 1995 mit Aufnahmen im Kitzbüheler Achenental, im Tal der Reither Ache, im Raum Fieberbrunn sowie im Salzachtal nahe Paß Thurn. Neben den Kartierungsberichten (REITNER, 1996, 1997, 1998) liegt auch eine zusammenfassende Dissertation (REITNER, 2005) vor. JÄRITZ (1997) nahm in der Gegend der Buchensteiner Wand sowohl glaziale Sedimente als auch Massenbewegungen auf. Darüber hinaus wurde die Erfassung der Blockgletscherablagerungen durch Gerhard Lieb maßgeblich unterstützt.

Im aktuellen Kartenwerk der Geologischen Bundesanstalt erschienen vier geologische Karten der Geologischen Bundesanstalt im Maßstab 1:50.000, welche Nachbargebiete des Kartenblattes 122 Kitzbühel behandeln: Es sind dies die dem aktuellen Kartenblatt südlich benachbarten Kartenblätter der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979), Blatt 152 Matrei in Osttirol (FRANK et al., 1987a) und Blatt 153 Großglockner (HÖCK & PESTAL, 1994). Auch die unserer Kartenblatt im Osten benachbarte Geologische Karte 123 Zell am See konnte Mitte der 1990er Jahre gedruckt werden (HEINISCH et al., 1995).

3.5. Zur Montangeschichte der Regionen Kitzbühel und Oberpinzgau

Die Region um Kitzbühel zählt aus montangeschichtlicher Sicht zu den ältesten und bedeutendsten Montanzentren des Ostalpenraumes. Die Nutzung metallischer Rohstoffe in der Großregion um Kitzbühel bildet aus historischer Sicht ein wesentliches Fundament der wirtschaftlichen Prosperität und der siedlungsgeografischen Entwicklung dieses Raumes. Der Erzreichtum dieses Gebietes war bereits in der Bronzezeit Ausgangspunkt zahlreicher bergbaulicher Aktivitäten, deren Blütezeit vor allem in das ausgehende Mittelalter und die beginnende Neuzeit fällt. Der wichtigste und größte Bergbau des Kitzbüheler Raumes, der Bergbau Röhrerbühel (Rerobichl bei Oberndorf), befindet sich bereits außerhalb des gegenständlichen Kartenblattes und ist daher im folgenden historischen Rückblick nicht berücksichtigt.

Die Nutzung der Kupfererzvorkommen dieser Region ist bereits in prähistorischer Zeit dokumentiert. Das bedeutendste Zeugnis dieses prähistorischen Bergbaus befindet sich im Bereich der Kelchalpe. Strukturreste der prähistorischen Metallverhüttung sind in zahlreichen Kupfer-Schmelzplatzfunden im Raum Jochberg–Aurach überliefert. Der prähistorische Bergbau auf der Kelchalpe lässt sich aufgrund neuerer dendrochronologischer Altersbestimmungen ins 13./14. Jahrhundert v. Chr. zuordnen (KOCH WALDNER, 2013; VIEHWEIDER & OEGGL, 2013). Dieser bronzezeitliche Bergbau dürfte aber im 8./9. Jahrhundert v. Chr. wieder eingestellt worden sein. Der Bergbau Schattberg reicht in seinen Anfängen möglicherweise ebenfalls in prähistorische Zeit zurück, was durch die Meldung prähistorischer Funde im Jahr 1843 bekräftigt wird (PITTONI, 1968, 1976).

Bis zur eigentlichen Blütezeit des Kitzbüheler Kupfer-/Silberbergbaus im 15. und 16. Jahrhundert besteht mangels genauerer urkundlicher Dokumente eine relativ große Informationslücke. Die älteste eindeutige und direkte Nachricht über den Bergbau in der Umgebung von Kitzbühel enthält das so genannte Salbuch (Tiroler Landesarchiv, Urbar 91/I) der herzoglich bayerischen Ämter zu Kitzbühel aus dem Jahr 1416 (MUTSCHLECHNER, 1968). In diesem Salbuch finden wir bei der Beschreibung der Herrschaft Kitzbühel unter dem Stichwort „*perkhwerc*“ die Angabe: „*Item so habt ir ein sylber artz und ein chupper artz an den Jufen, ein eysen artz zu Reychau*“. Der genannte Bergbau Jufen wird in der bisherigen montanhistorischen Literatur aus verschiedenen plausiblen Gründen mit dem Jufengebiet südwestlich von Kitzbühel (Bergbaue Brunnalm, Blaufeldalm, Streitegg, Silberstuben etc.) gleichgesetzt und gilt damit als eines der ältesten historisch belegten Bergbaugebiete im Raum Kitzbühel (MUTSCHLECHNER, 1968; RUPERT, 1973; LEWANDOWSKI, 2001).

Hinweise auf die Erzgewinnung im Kitzbüheler Raum finden sich auch im Ratzenberger Fronregister (Tiroler Landesarchiv, Beilage zu Cod. 234), das für den Zeitraum 1477 bis 1478 Fronerzlieferungen aus verschiedenen Kitzbüheler Revieren verzeichnet (RUPERT, 1973). Hinsichtlich der Bergbaue im weiteren Umfeld des Jufenkammes listet RUPERT (1973) in diesem Zusammenhang die südlich des Pengelsteins bzw. Steinbergkogels gelegenen Bergbaue Silberstube, Griesalm, Blaufeldalm, Aureck, Gerstau, Saukaser und Schneeläb auf. Zu den wertvollsten Dokumenten, die über den Bergbau im Kitzbüheler Raum erhalten sind, zählt das älteste erhaltene Berglehenbuch (Verfachbuch) aus dem Kitzbüheler Gebiet, das den Zeitraum 1481 bis 1510 umfasst. Im Gebiet des Berggerichtes Kitzbühel werden in dem genannten Zeitraum insgesamt 1.742 Belehnungen an 264 Örtlichkeiten erwähnt, was auf intensive Bergbauaktivitäten bereits in dieser Frühphase rückschließen lässt (RUPERT, 1973; LEWANDOWSKI, 2001). Neben den Hauptrohstoffen Kupfer-/Silbererze wurden in den Jahren 1484 und 1492 auch die Eisengruben von Gebra neu verliehen (PIRKL, 1979). Für eine nicht unbedeutende Erzproduktion spricht auch die

Existenz von mehreren Schmelzhütten bei Kitzbühel im ausgehenden 15. Jahrhundert (1477: fünf Schmelzhütten; RUPERT, 1973). Zusätzlich zu den Schmelzhütten im unmittelbaren Ortsbereich von Kitzbühel bestanden noch weitere in Kirchberg, Jochberg und Aurach (LEWANDOWSKI, 2001).

Die Blütezeit des neuzeitlichen, gewerkschaftlichen Bergbaues im Raum Kitzbühel–Jochberg umfasste vor allem den Zeitraum 1500 bis 1590. Nennenswerte Bergbaue in dieser Zeit waren die Abbaubetriebe Brunnalm, Blaufeldalm, Schattberg, Sinnwell, Ehrenleben, Pernstein, Taxergraben, Täckertal, Luegegg, Achenrain, Hechenberg, Grüntal und Silberstuben. Als Gewerkschafter traten im 16. und zu Beginn des 17. Jahrhunderts Handelshäuser wie Fröschelmoser, Kössentaler Gesellschaft, Rosenberger, Kirchberger Gesellschaft, Fugger und Handelshaus Stainhauser als Bergbauunternehmen in Erscheinung, wobei deren Hauptinteresse vor allem dem Röhrekbühel galt (MUTSCHLECHNER, 1968; LEWANDOWSKI, 2001). Allein im Zeitraum 1561 bis 1574 gab es im Berggericht Kitzbühel 944 Stollenverleihungen (WOLFSKRON, 1903).

Die großen Handelshäuser und Gewerkefamilien waren auch in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts trotz Rechtsstreitigkeiten und Konkursen noch immer intensiv im Kitzbüheler Großraum mit Neuerschließungen tätig, wenngleich ab 1618 der Höhepunkt der Bergbautätigkeiten bereits überschritten war. Der kontinuierliche Bergbaubetrieb in den Eisenbergbauen Gebra–Lannern setzte jedoch erst mit der Neubegründung durch das Eisenwerk Pillersee (Fieberbrunn) im Jahr 1613 ein.

Mit dem Verkauf der meisten Bergwerksanteile der Gewerkefamilien an den Tiroler Landesherren 1652 setzte der Prozess der Verstaatlichung des gesamten Kitzbüheler Bergbaus ein, der schließlich ab 1662 (mit Ausnahme des Eisenbergbaus) im Wesentlichen vom „Österreichischen Berg- und Schmelzwerkshandel“ betrieben wurde (LEWANDOWSKI, 2001). Die Arbeiten konzentrierten sich dabei vor allem auf die größeren Bergbaureviere Kupferplatte (Jochberg), Schattberg, Sinnwell, Grüntal, Luegegg, Brunnalm und Gebra.

Mit dem Bau einer neuen Schmelzhütte in Jochberg 1716 erfährt der Bergbau Täckertal/Kupferplatte hingegen eine neue Blüte, ebenso der Bergbau Luegegg. Der eigentliche Schattberger Bergbau setzte erst Mitte des 18. Jahrhunderts ein. Nachdem bei Sondierungsarbeiten 1751 im Bereich der Wildalpe auch die Spuren des urzeitlichen Bergbaus auf der Kelchalpe wieder entdeckt wurden, kam es in weiterer Folge 1769 zur Gründung des Kupferbergbaus Kelchalpe. Die Arbeiten im ehemals bedeutenden Bergbau Brunnalm beschränkten sich im ausgehenden 18. Jahrhundert – wie in vielen der frühen Bergbauerschließungen – nur mehr auf Wiedergewältigungsarbeiten im Bereich bestehender Stollen und auf Kuttungsversuche im Bereich ehemaliger Halden. Viele der anderen kleineren Abbaue werden bis Ende des 18. Jahrhunderts ebenfalls wieder aufgegeben. Nach mehrmaligem Besitzerwechsel gelangten die Eisenbergbaue Gebra–Lannern und Foidling–Hochalpe 1773 in ärarischen Besitz und wurden 1774 mit den übrigen Tiroler Eisenwerken vereinigt (PIRKL, 1979). Mit Ende des 18. Jahrhunderts blieben an größeren Bergbauunternehmen im Gebiet Kitzbühel–Jochberg–Hochfilzen nur mehr die Bergbaue Kupferplatte, Kelchalpe/Wildalpe, Schattberg/Sinnwell, Gebra–Lannern, Foidling–Hochalpe und – außerhalb des gegenständlichen Kartenblattes – Röhrekbühel über.

Über die Dimension der bergmännischen Erschließung existieren genauere Daten vor allem aus dem 19. Jahrhundert. 1806 umfasste beispielsweise das Grubengebäude Sinnwell insgesamt 13 Abbauhorizonte mit 20.400 Streckenmetern (MUTSCHLECHNER, 1968). 1830 verfügte der Bergbau Kupferplatte über ein Gesamtstreckennetz von 16.579 m und über insgesamt 2.243 m Schächte (MUTSCHLECHNER,

1968). Das Grundstreckennetz des Bergbaus Kelchalpe erreicht 1875 mit insgesamt 5,5 km seine größte Ausdehnung.

Der wirtschaftliche Druck führte auch zu Rationalisierungsmaßnahmen im Bergbaubetrieb. Mit dem Stollendurchschlag im Jahr 1826 wurden die Grubengebäude von Gebra und Lannern miteinander verbunden, was die Abförderung der Roherze erheblich erleichterte. 1845 erfolgte der Durchschlag vom Sohlenniveau des Johann-Anton-Stollens (Bergbau Schattberg) zum Dominik-Stollen des Sinnweller Bergbaus und damit die betriebliche Vereinigung der beiden Bergbaue. Nach der Mitte des 19. Jahrhunderts war der Bergbau Kelchalpe der produktivste Kupferbergbau im gesamten Bezirk Kitzbühel. Die durchschnittliche Jahresproduktion betrug im Zeitraum 1850 bis 1878 306 t Erz und Schlich mit ungefähr 46 t Cu (MUTSCHLECHNER, 1968). In der letzten Blütezeit des Bergbaus von 1887 bis 1897 wurden insgesamt 30.296 t Roherz mit 2,6 % Cu gewonnen (PLASSER, 1938a). Das entspricht ungefähr einer Metallgewinnung von rund 1.021 t Cu. Die gesamte Kupfererzeugung in dieser Abschlussphase des Bergbaus betrug 447 t bei einer mittleren Jahresproduktion von 37 t Cu. Mit der Erschöpfung des Hangenderzlagers und dem Scheitern bei der Suche nach neuen Aufschlüssen in tieferen Strecken kam der Bergbau Kelchalpe 1909/1910 schließlich vollständig zum Erliegen. Als Folge der gestiegenen Kupfernachfrage in den Jahren nach dem Ersten Weltkrieg nahm der österreichische Staat den Bergbau 1921 neuerlich in Betrieb. Dieser wurde aber nach dem Scheitern weiterer Ausrichtungsarbeiten 1926 endgültig aufgegeben.

In den Jahren 1840 bis 1878 betrug die durchschnittliche Jahresproduktion im zweitgrößten Bergbau Kupferplatte 183,3 t Kupfererz und Schlich mit durchschnittlich 19,8 t Kupfer. Bezogen auf die Produktionsdaten aus der Betriebsperiode 1887–1897 enthielten die Roherze 1,27 %, die Hüttenerze 12 % Cu (MUTSCHLECHNER, 1968). Da die dringend notwendigen Modernisierungsarbeiten scheiterten, musste der Bergbau Kupferplatte 1908 eingestellt werden. Der kriegsbedingte Metallmangel nötigte 1915 zur Wiederaufnahme des Betriebes. 1921 wurde die technische Ausrüstung bedeutend verbessert. Trotz geringeren Personalstandes konnte dadurch 1923 mit 2.864 t Roherz (1,5 % Cu) und 136,6 t Hüttenerz (13,8 % Cu) ein neuerlicher Höchststand in der Produktion erreicht werden. Die Verschlechterung der Betriebsergebnisse in den nachfolgenden Jahren bewirkte jedoch die endgültige Schließung im Jahr 1926. Nach einigen Adaptierungsarbeiten stehen Teile des Heiliggeist-Erbstollens sowie des Heidenbaus als Kernstücke eines Schaubergwerkes (siehe Diverse Zeichen) seit Sommer 1990 wieder offen.

Nach dem Auflassen des Sinnweller Bergbaus 1871 konzentrierte sich die gesamte Abbautätigkeit auf das Schattberger Revier. Im Jahr 1874 produzierte der Bergbau 314,5 t Cu (MUTSCHLECHNER, 1968). Eine späte Blüte erfuhr der Bergbau in den Jahren 1887 bis 1897 mit einer durchschnittlichen Jahresproduktion 173,6 t Hüttenerz (Einlöserz) bei einem Roherzgehalt von 2,16 % Cu. Die schlechte Ertragslage führte jedoch im Jahr 1909 zur Einstellung des Bergbaus am Schattberg. Infolge der Rohstoffverknappung nach dem Ersten Weltkrieg wurde der Bergbau Schattberg 1921 auf Veranlassung der Bundesregierung für eine kurze Betriebsdauer wiedereröffnet. Der letzte Versuch einer Wiedergewältigung und eines Weiterbetriebes des Bergbaus entstand im Zuge der Inventarisierung strategischer Rohstoffe im Jahr 1938 (PLASSER, 1938b).

Gleichzeitig mit der Ausweitung der Roh- und Gusseisenproduktion im Eisenwerk Pillersee Mitte des 19. Jahrhunderts wurde auch die Eisenerzproduktion im Bergbau Gebra-Lannern deutlich erhöht. Die Erzförderung erreichte im Jahr 1864 mit rund 4.400 t Erz überhaupt den höchsten jemals in Gebra-Lannern erzielten Wert (PIRKL, 1979). Die Bergbautätigkeiten der „Hochalpe-Eisenstein-Bergbaugewerkschaft“ im Bereich der Hochalpe und Foidling wurden hingegen 1871 bzw.

1874 endgültig eingestellt. 1870 wurde der Bergbau Gebra-Lannern an die Salzburg-Tiroler Montangesellschaft abgetreten, die den Bergbau bis 1876 weiterführte. 1880 gelangte der geschlossene Bergbau im Besitz der Eisen- und Stahlgesellschaft Pillersee, welche die Bergbautätigkeit nach fünfjähriger Fristung wieder aufnahm. 1903 wurde der untertägige Abbau nach sinkenden Produktionszahlen aber wieder eingestellt. Die letzten bergbaulichen Arbeiten fanden zwischen 1919 und 1924 im Zuge von Wiedergewältigungsversuchen durch die neugegründete Eisen- und Stahlwerke Pillersee AG statt. Infolge des Fehlens ergiebiger Erzmittel wurde auch dieser Bergbau alsbald und diesmal endgültig eingestellt.

Der Bergbau Rettenbach zählt zu den ältesten Bergbaurevieren des Oberpinzgau. Bergbauaktivitäten sind hier ab 1425 belegt (GÜNTHER, 2007). Nach einer kurzzeitigen Wiedergewältigung im Jahr 1624 war der Bergbau von 1716 bis zur Schließung 1807 in fast durchgehendem Betrieb. Aufgrund vermehrten Rohstoffbedarfs während des Ersten und Zweiten Weltkrieges bestanden noch kurze Gewältigungsversuche (GÜNTHER, 2007).

Der Schwefel- und Kupferbergbau in Mühlbach wurde bereits im 15. Jahrhundert erstmals erwähnt (GÜNTHER, 2007). Zum Abbau gehörten auch eine Schmelzhütte und eine Vitriolsiederei. Seit 1638 war dieser Montanbetrieb im Besitz der erzbischöflichen Hofkammer in Salzburg, die den Betrieb bis zur Übernahme in ärarischen Besitz im Jahr 1816 führten (GÜNTHER, 2007). Bis zur Schließung 1864 und auch während späterer Aufschlussarbeiten blieb der Betrieb wirtschaftlich bedeutungslos.

Montan- und wirtschaftsgeschichtlich von geringer Bedeutung ist die Nutzung der Barytvorkommen im Bereich des Kitzbüheler Horns, die bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts entdeckt wurden. Auf der Drahtalpe/Trattalpe bestand seit 1845 ein Barytbergbau, der mit größeren zeitlichen Unterbrechungen zumindest noch 1888 in Betrieb war (ISSER, 1888). POSEPNY (1880) beziffert die jährliche Barytproduktion mit 112 bis 224 t. Der abgebaute Baryt wurde in Kitzbühel gepocht und das gepochte Produkt an Bleiweißfabriken nach Kärnten geliefert. Nach zwischenzeitlicher Schließung des Barytbergbaus wurde das Barytvorkommen Wilde Hag ab 1920 neuerlich untersucht und abgebaut. 1935/1936 erfolgte schließlich letztmalig ein Abbau durch das „Schwerspatwerk Kitzbühel“.

Industriegeschichtlich der jüngsten Phase gehört die Gewinnung von Magnesit an. Die Entdeckung der Magnesit-Lagerstätten am Weißenstein und der Rettenwand bei Hochfilzen erfolgte 1925. Die Abbaurechte dafür wurden 1928 von der Austro-American Magnesite Company (Vorgängerin der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit AG – ÖAMAG) erworben. Bis 1930 wurden am Südhang des Weißensteins insgesamt vier Sondierungsstollen vorgetrieben (PIRKL, 1979). Während des Zweiten Weltkrieges bestand zwischen 1940 und 1943 ein kurzer Versuchsbau, wobei der Rohmagnesit zur weiteren Verarbeitung nach Radenthein (Kärnten) gebracht wurde. Ab 1948 erfolgten weitere Schurfarbeiten am Weißenstein. Die Erschließungs- und Abbauarbeiten danach beschränkten sich anfangs vor allem auf das Revier Bürgl (auf Blatt 123). Mit den tagbaumäßigen Abbauarbeiten im Bereich des Reviers Weißenstein wurde erst 1972 begonnen. Die „Tiroler Magnesit AG“, eine Tochter der ÖAMAG, figuriert ab 1977 als Betreiber des Magnesitwerks in Hochfilzen samt zugehörigem Tagebau am Weißenstein. Nach der Fusion der beiden Unternehmen Radex Austria AG und Veitscher Magnesitwerke Actien-Gesellschaft im Jahr 1993 ist die Veitsch-Radex GmbH. & Co OG Eigentümerin des Werks Hochfilzen. 2012 stammten fast 21 % der gesamten österreichischen Rohmagnesitproduktion aus dem Revier Weißenstein.

auf. Damit bildeten sie, zumindest teilweise, die sedimentäre Basis des heutigen Helvetikums. Während der alpidischen Kontinentkollision, welche vermutlich ab dem mittleren Eozän einsetzte, wurden die subpenninischen Decken als frontale Teile des europäischen Kontinentalrandes von der Unterkruste und dem subkontinentalen Mantel abgetrennt und als Decken auf die Europäische Platte aufgeschoben.

Geografisch betrachtet, erstreckt sich das Tauernfenster in W-E-Richtung vom Brennerpass (1.370 m) bis zum Katschberg (1.641 m) über eine Länge von rund 160 km. Strukturell handelt es sich um eine über 20 km mächtige, in W-E-Richtung walzenförmig in die Länge gezogene Antiform, die im obersten Paläogen und im untersten Neogen gebildet wurde. Die Grenzflächen der penninischen Decken zueinander, sowie die Liegendgrenze gegen das Subpenninikum und die Hangendgrenze zum Unterostalpin, entstanden während des lange andauernden plattentektonischen Prozesses, der die Schließung des Penninischen Ozeans und die darauf folgende Kollision des südlichen europäischen Kontinentalrandes mit dem Ostalpin umfasst. Freigelegt wurde das Tauernfenster ab dem Miozän durch ein System von Abschiebungen sowie sinistralen und dextralen Störungen (FRISCH et al., 1998; RATSCHBACHER et al., 1991). Die Brenner-Abschiebung im Westen und die Katschberg-Abschiebung im Osten sind mächtige, hauptsächlich duktile Deformationszonen, welche vor allem innerhalb des Glockner-Deckensystems und des Deckensystems der Matrei-Nordrahmen-Zone wirksam waren (SELVERSTONE, 1988; GENSER & NEUBAUER, 1989; siehe auch Tafel. 2/ Fig. 1, 2). Die Salzachtal-Störung am Nordrand und die Mölltal-Störung am Südostrand des Tauernfensters repräsentieren die wesentlichen, W-E bzw. WNW-ESE orientierten Seitenverschiebungen mit großer Vertikalkomponente. Ihr Versatz bewirkt, dass heute zu beiden Seiten unterschiedliche Einheiten anzutreffen sind. Die von einer oligozänen bis miozänen Metamorphose (Tauernkristallisation) geprägten Einheiten des Fensterinneren grenzen nämlich entlang dieser Störungen unmittelbar an überwiegend kreidezeitlich metamorphe Decken des Ostalpins (SCHUSTER et al., 2004).

4.1.1. Venediger-Deckensystem (Penninikum und tektonisch tiefere Komplexe)

Erst nach der Ausgabe des Kartenblattes Kitzbühel, die im Jahr 2003 erfolgte, parallelisierten SCHMID et al. (2004) das **Venediger-Deckensystem** mit den subpenninischen Decken der Schweizer Zentralalpen (siehe oben). Daher ist der Begriff Subpenninikum in der Kartenlegende nicht vertreten und durch den Klammerbegriff „**Penninikum und tektonisch tiefere Komplexe**“ umschrieben.

Das Venediger-Deckensystem bildet, bezogen auf die heutigen Aufschlussverhältnisse, die tektonisch tiefste Einheit der Ostalpen. SCHMID et al. (2013) interpretieren aufgrund von regionalgeologischen Überlegungen und tiefeiseismischen Daten das Venediger-Deckensystem als einen aus mehreren Decken aufgebauten Duplex (siehe auch LAMMERER & WEGER, 1998). Dieser wurde im obersten Paläogen vom Rand der europäischen Kontinentalplatte abgetrennt und weiter nach Norden überschoben. Die basale Überschiebung des Duplex ist im Bereich der heutigen Aufschlussverhältnisse (aufgrund der bisherigen Exhumation und Erosion) nicht sichtbar. Die „roof thrust“ erstreckt sich von der Eklogit-Zone (auf Blatt 152 Matrei in Osttirol und Blatt 153 Großglockner gelegen) über die Schuppenzone zwischen Glockner-Decke und Venediger-Decke im Hangenden der Riffi-Tauernkogel-Teildecke (auf Blatt 153 Großglockner gelegen) bis auf das aktuelle Kartenblatt. Hier befindet sie sich im Hangenden des Falkenbachlappens, wird aber hierarchisch nicht dem Venediger-Deckensystem, sondern dem Modereck-Deckensystem zugeordnet (Tafel 1/ Fig. 1).

Die Charakterisierung der lithostratigrafischen und der lithodemischen Einheiten des Venediger-Deckensystems wird in Kapitel 6 im Rahmen der Beschreibung der Kartenlegende gegeben. Kurz zusammengefasst kann aber gesagt werden, dass das Venediger-Deckensystem möglicherweise jungproterozoische, sicher aber paläozoische und mesozoische Gesteine enthält. Diese werden in verschiedene prävariszische Gesteinskomplexe, variszische Intrusivgesteine (Zentralgneise) und in mehrere postvariszische Gesteinskomplexe bzw. Metasedimentformationen untergliedert. Die prävariszischen Einheiten wurden während der Variszischen Orogenese tief versenkt. Sie durchliefen eine Metamorphose und zum Teil auch Migmatitbildung. Im Zuge der variszischen tektonometamorphen Ereignisse kam es auch zur Intrusion von sauren und intermediären Plutoniten. Geochronologische Daten belegen, dass sich ein erster Höhepunkt der magmatischen Tätigkeit während des unteren Karbon, im Viseum ereignete (EICHORN et al., 2000, 2001; KEBEDE et al., 2003, 2005; VESELÁ et al., 2011). Weitere magmatische Intrusionen erfolgten spätvariszisch im obersten Karbon und im untersten Perm. Die postvariszischen Gesteinskomplexe und Metasedimentformationen umfassen permische Metavulkanite und permomesozoische Metasedimente, welche auf dem variszisch geprägten Untergrund abgelagert wurden (PESTAL et al., 2009).

Die alpine Metamorphose, die die Gesteine dieses Deckensystems erfuhren, wird als Tauernkristallisation bezeichnet. Diese erreichte im Oligozän gebietsabhängig die Grünschiefer- bis Amphibolitfazies und kühlte danach im Miozän wiederum schrittweise ab (SCHUSTER et al., 2004). Am aktuellen Kartenblatt wurde lediglich die Obere Grünschieferfazies erreicht. Die Wirkungsbereiche der Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies und der Amphibolitfazies befinden sich auf den südlich gelegenen Nachbarblättern.

Samarium/Neodymium (Sm/Nd)-Granatdatierungen, die an Gesteinen der Zillertaler Alpen vorgenommen wurden, zeigen, dass der Höhepunkt der Tauernkristallisation im Zeitraum zwischen 27 und 22 Ma erreicht wurde (POLLINGTON & BAXTER, 2010). Die nachfolgende Exhumation und die Abkühlung des Venediger-Deckensystems während des Miozän fällt zeitlich mit dem Vordringen des Südalpenindenters zusammen (ROSENBERG et al., 2004; SCHMID et al., 2013; siehe auch Tafel 2). Im Nordteil der mittleren Hohen Tauern ermöglichen beispielsweise Rubidium/Strontium (Rb/Sr)-Alter von Biotiten (23 bis 19 Ma; JÄGER et al., 1969) die geochronologische Einstufung dieser Vorgänge.

Internbau des Venediger-Deckensystems im Bereich der mittleren Hohen Tauern

Der Internbau des Venediger-Deckensystems wird im Bereich der mittleren und der westlichen Hohen Tauern von drei großen Zentralgneiskörpern (dem Granatspitzkern, dem Zillertalerkern und dem Tuxerkern) und ihrem jeweils zugehörigen „Alten Dach“ bestimmt. Diese drei Einheiten werden im Sinne von TOLLMANN (1977) bzw. von SCHMID et al. (2013) als Granatspitz-Decke, als Zillertal-Decke und als Tux-Decke bezeichnet. In der Granatspitz-Gruppe bilden diese Einheiten einen zwiebel-schalenartigen Deckenstapel, der bereits in der Geologischen Karte von Salzburg 1.200.000 (PESTAL et al., 2005) dargestellt wurde. Mehrere Teildecken der Zillertal-Decke und der Tux-Decke waren aber bislang namenlos. Diese werden in den nachfolgenden Absätzen kurz beschrieben und benannt.

Die Granatspitz-Decke ist die tektonisch tiefste Einheit der mittleren Hohen Tauern (TOLLMANN, 1977; FRANK et al., 1987a). Über der Granatspitz-Decke lagert die Felber-Teildecke als unterste Teildecke der Zillertal-Decke. Durch den Augengneis vom Felbertauern getrennt (FUCHS, 1958), folgt als nächst höhere Teildecke die

Pihapper-Teildecke, die wiederum von der Riffl-Tauernkogel-Teildecke (CORNELIUS & CLAR, 1935, 1939; FRANK, 1969) überlagert wird (Abb. 5). Die genannten tektonischen Einheiten liegen größtenteils auf den Kartenblättern 152 Matrei in Osttirol und 153 Großglockner. Ihre nördlichen Ausläufer erreichen aber noch südlich der Orte Uttendorf, Mittersill und Hollersbach das aktuelle Kartenblatt 122.

Im oben genannten Abschnitt unseres Kartenblattes wird der größte Teil der Zillertaler-Decke von der Pihapper-Teildecke und von der Felber-Teildecke eingenommen. Dieser nordöstliche Teil der Felber-Teildecke ist auch seit langem unter dem Namen **Falkenbachlappen**, einer strukturellen Antiform, bekannt (FRASL, 1958). Die **Sturmannseck-Schuppe**, ein kleiner vom Zwölferzug abgetrennter Teil der Granatspitz-Decke, ist südlich von Uttendorf mit dem Falkenbachlappen verschuppt (Abb. 5 bzw. Falttafel 1/Profilschnitt 3). Der Zwölferzug ist eine zur Granatspitz-Decke gehörende Antiform, die auf den benachbarten Kartenblättern 152 Matrei in Osttirol und 153 Großglockner zwischen dem Felbertal und dem Stubachtal als Fenster aufgeschlossen ist (Abb. 5 und Falttafel 1/Profilschnitt 3).

In der südwestlichen Ecke des aktuellen Kartenblattes (westlich von Hollersbach) wird die Pihapper-Teildecke vom östlichen Rand der Tux-Decke, den wir Habach-Teildecke bezeichnen, überschoben. Auf der Basis ihrer Internstruktur lassen sich in der Habach-Teildecke verschiedene Syn- und Antiformen unterscheiden, die mit seit langem eingeführten Lokalnamen in der Literatur bekannt sind:

- **Habachmulde** (Synform der Habach-Teildecke)
- **Habachzunge** (Antiform der Habach-Teildecke)

Die älteren fett gedruckten Namen wurden als Überschriften in der Legende des Kartenblattes 122 Kitzbühel verwendet und sind in Abbildung 5 dargestellt.

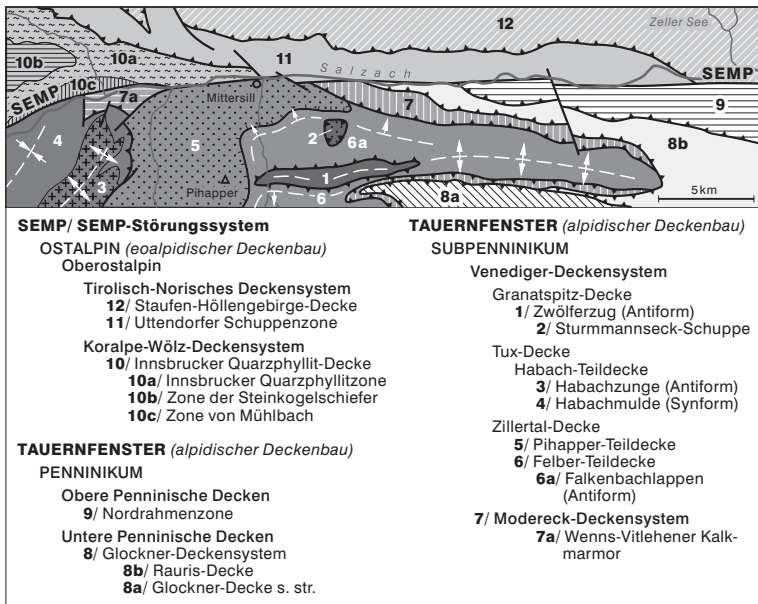


Abb. 5. Ausschnitt der Tektonischen Übersicht des Kartenblattes 122 Kitzbühel und angrenzender Gebiete (Tafel 1/Fig. 1).

4.1.2. Modereck-Deckensystem

Das Modereck-Deckensystem wurde von PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER (2011), basierend auf dem tektonischen Konzept von TOLLMANN (1975) und Überlegungen von KURZ et al. (1998), begrifflich neu gefasst und neben dem Venediger-Deckensystem als zweites subpenninisches Deckensystem definiert.

Lithologisch besteht das Modereck-Deckensystem aus kleinen, oft tektonisch fragmentierten Vorkommen kristalliner Gesteine (prävariszische Gesteinskomplexe und Zentralgneise) sowie aus jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten, die ursprünglich den Rand des externen Europäischen Schelfs – zum Penninikum hin – bildeten. Aber auch Schuppen und tektonische Späne aus Eklogiten und Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe treten auf.

Die Entstehung des Modereck-Deckensystems erfolgte im Zuge der alpidischen Ereignisse. Dabei gerieten Teile des externen Europäischen Schelfs mit benachbarten penninischen Gesteinen in den Subduktionskanal, der sich vor dem penninischen Akkretionskeil gebildet hatte. Diese Einheiten wurden in südöstliche Richtung unter die penninischen Decken und schließlich unter den ostalpinen Rand der Adriatischen Platte versenkt. Im Subduktionskanal erreichten die verschiedenen Gesteinseinheiten unterschiedliche Tiefen, bevor alle Decken des heutigen Modereck-Deckensystems von ihren Sockelgesteinen abgetrennt wurden. Dadurch wurde es möglich, sogar kleine Teile von Gesteinen, die zuvor in Tiefen von rund 70 bis 80 km subduziert und zu Eklogiten umgewandelt wurden – retour – in mittlere Krustentiefen zu transportieren. Zeitlich ereigneten sich diese tektonischen Prozesse im oberen Paläogen, wenige Millionen Jahre vor der Tauernkristallisation (SMYR et al., 2011). Danach wurden alle Decken des Modereck-Deckensystems an der Basis des penninischen Glockner-Deckensystems nach Nordwesten auf die Einheiten des heutigen Venediger-Deckensystems überschoben. Das Modereck-Deckensystem überlagert den „Venediger-Duplex“ und ist zum Teil mit den tektonisch überlagernden Decken des penninischen Glockner-Deckensystems verschuppt. Auch die „roof thrust“ im Hangenden des „Venediger-Duplex“, die sich vom Muntanitzgneis (im Hangenden der Eklogit-Zone, auf Blatt 152 und 153 gelegen) über die Schuppenzone der „oberen Riff-Decke“ nach CORNELIUS & CLAR (1939; auf Blatt 153 gelegen), bis auf das aktuelle Kartenblatt im Hangenden des Falkenbachlappens erstreckt, wird hierarchisch dem Modereck-Deckensystem zugeordnet (Tafel 1/Fig. 1, Faltafel 1/Profilschnitt 3). Sie ist als tektonische Mélange entwickelt und enthält im Bereich des aktuellen Kartenblattes verschiedene Bündnerschiefer sowie Schuppen und Späne von Gesteinen der Wustkogel- und der Seidlwinkl-Formation.

Die alpidische Metamorphose im Modereck-Deckensystem ist insgesamt durch einen Druck-Temperaturpfad mit druckbetonter prograder und temperaturbetonter retrograder Metamorphose gekennzeichnet. Hochdruckparagenesen, die mit den Subduktionsereignissen in Zusammenhang stehen, zeigen sich in der Eklogit-Zone und in einigen randlichen Teilen der Seidlwinkl-Decke. Von der nachfolgenden Tauernkristallisation wurden alle Gesteine des Modereck-Deckensystems erfasst. Die Bedingungen der Letztgenannten erreichten im Oligozän gebietsabhängig die Obere Grünschieferfazies, die Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies oder die Amphibolitfazies und kühlten danach im Miozän wiederum schrittweise ab (SCHUSTER et al., 2004; siehe Kap. 4.1.1).

4.1.3. Glockner-Deckensystem

Als rund 500 bis maximal 4.000 m mächtiger tektonischer Körper ist das Glockner-Deckensystem das bei weitem größte penninische Deckensystem des Tauernfensters. Der tektonische Begriff Glockner-Deckensystem beruht auf der von

STAUB (1924) geprägten „Glockner-Decke“, in der er „die große Masse der Bündnerschiefer und Ophiolithen, vom Katschberg bis zum Brenner“ zusammenfasste. Dieses Deckensystem besteht nahezu ausschließlich aus den metamorphen Produkten von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste. All diese Gesteine werden lithostratigrafisch der Bündnerschiefer-Gruppe zugeordnet. Die Metasedimente liegen uns heute hauptsächlich als Kalkglimmerschiefer und dunkle, kalkige bzw. kalkfreie Phyllite vor. Die Basalte der ehemaligen ozeanischen Kruste wurden während der alpidischen tektonometamorphen Prozesse in Grünschiefer, Prasinite und Amphibolite (zu einem geringen Teil auch in Eklogite) umgewandelt. Weiters treten noch Metagabbros und Serpentinite auf. Vor allem in jenen Teilen des Glockner-Deckensystems, welche die zum Modereck-Deckensystem gehörende Eklogit-Zone direkt überlagern (auf den Kartenblättern 152 Matri in Osttirol und 153 Großglockner gelegen), ist eine blauschiefer- bis eklogitfazielle Hochdruckmetamorphose nachgewiesen. Während der nachfolgenden Tauernkristallisation wurden grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen erreicht. Aufgrund ihrer tektonometamorphen Entwicklungsgeschichte wird das Glockner-Deckensystem in den mittleren Hohen Tauern in eine liegende Glockner-Decke s. str. und in eine hangende Rauris-Decke gegliedert (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011).

Außerhalb des Tauernfensters sind analoge Einheiten beispielsweise in der Pfundscher Zone des Engadiner Fensters wiederzufinden. Wir vermuten daher, dass das heutige Glockner-Deckensystem aus einem unmittelbar südlich an den Europäischen Schelf angrenzenden Teil des penninischen Ozeanbeckens hervorgegangen ist.

Das Glockner-Deckensystem nimmt am Kartenblatt Kitzbühel lediglich einen kleinen Bereich unmittelbar an der östlichen Blattschnittsgrenze ein. Dieser liegt im Salzachtal und wird vollständig von quartären Ablagerungen bedeckt. Das Glockner-Deckensystem konnte daher nur im Profilschnitt 3 der Falltafel 1 dargestellt werden (siehe auch Tafel 1/Fig. 1).

4.2. Das SEMP-Störungssystem

Die im Salzachtal in W-E-Richtung das Kartenblatt querende Salzachtal-Störung wird nach LINZER et al. (1995) als westlicher Abschnitt des SEMP-Störungssystems (= Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystem) betrachtet. Die SEMP ist ein überregional bedeutendes sinistrales System, das sich vom Nordrand des Tauernfensters über das Ennstal und das südliche Mariazeller Land bis nach Puchberg verfolgen lässt. Diese Störung ist die nördliche Bewegungsfuge eines großen, vorwiegend ostorientierten, orogenparallel verlaufenden Extensionskorridors, der sich im Miozän, ausgelöst durch das Vordringen des Südalpenindenters, gebildet hat (Tafel 2 bzw. RATSCHBACHER et al., 1991).

Für den westlichen im Salzachtal entlang des Tauernfenster-Nordrandes verlaufenden Abschnitt der SEMP kann anhand der Abtrennung der Wagrainer Phyllitzone von der Innsbrucker Quarzphyllitzone ein horizontaler Versatzbetrag von zumindest 65 km ermittelt werden (PESTAL et al. 2009; siehe auch Kap. 4.3.2). Gegen Osten nimmt dieser Betrag schrittweise ab. Für den im Ennstal verlaufenden Abschnitt der SEMP wurden ca. 40 km Versatz ermittelt, während im östlichen Abschnitt entlang der Gesäuse-Störung nur mehr rund 10 km Versatz erreicht werden (BRYDA et al., 2013).

Neben der Horizontalkomponente kann an der Salzachtal-Störung auch eine bedeutende Vertikalkomponente ermittelt werden. Dabei werden die subpenninischen und penninischen Einheiten des Tauernfensters bis an die Erdoberfläche exhumiert und die darüber liegenden ostalpinen Einheiten entlang der SEMP diskordant abgeschnitten und überwiegend sinistral versetzt. Diese Prozesse erfolgten in Kombination mit Abschiebungen am Ostflügel des Tauernfensters und mit der Bildung der „Tertiär“-Becken von Wagrain und Tamsweg (FRISCH et al., 1998; siehe auch Faltafel 1).

Im Nordteil der mittleren Hohen Tauern ist die Datierung dieser mehrphasigen Ereignisse über das Alter von Phengiten 27–31 Ma, die nahe dem Höhepunkt der Tauernkristallisation abkühlten (Kap. 4.1.1), und von Biotiten 19–23 Ma, die während der Exhumation der Tauerngesteine abkühlten, eingegrenzt (JÄGER et al., 1969). Diese geochronologischen Daten belegen auch eine bis ins untere Miozän andauernde duktile Deformation innerhalb des Tauernfensters, während die überlagernden, bereits kreidezeitlich abgekühlten ostalpinen Einheiten spröde deformiert wurden.

4.3. Ostalpin

Die ostalpinen Decken bestehen aus kristallinen Gesteinen sowie aus (Meta-)Sedimenten und aus (Meta-)Vulkaniten paläozoischen bzw. mesozoischen Alters. Diese Gesteine stammen vom nördlichen Rand der Adriatischen Platte. Konvergente Plattenbewegungen und Subduktionen während der eoalpidischen und alpidischen tektonischen Ereignisse bewirkten die Entwicklung des ostalpinen Deckenstapels. Der **eoalpidische Deckenbau** beginnt in der Unterkreide (Hauterivium/Barremium) mit der Remobilisierung der jurassisch angelegten Juvavischen Einheiten. Vom Albium bis zum Turonium wurden dann große Teile des ostalpinen Kristallins vom Mantel abgetrennt, zu einem komplexen Deckenstapel geformt, metamorph überprägt und in weiterer Folge mit den Bajuvarischen und Tirolischen Einheiten auf das Penninikum überschoben (SCHMID et al., 2004; MANDL, 2009).

Während des **alpidischen Deckenbaus** im oberen Paläogen wurden dann die ostalpinen Decken gemeinsam mit den penninischen Decken nach Norden auf den südlichen europäischen Kontinentalrand geschoben. Die ostalpinen Decken werden in unter- und oberostalpine Decken untergliedert (TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; SCHMID et al., 2004).

4.3.1. Bemerkungen zur Verwendung des Begriffes „Unterostalpin“

Die in der Legende auf Blatt 122 Kitzbühel dem **Unterostalpin** hierarchisch untergeordneten informellen geologischen Einheiten (Innsbrucker Quarzphyllitzone, Zone der Steinkogelschiefer, Zone von Mühlbach) wurden von PESTAL et al. (2009) dem oberostalpinen Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet (Kap. 4.3.2).

Als **Unterostalpin** fassen wir nun jene Teile des Ostalpins zusammen, die in der Jura- und Kreidezeit den Kontinentalrand zum Penninischen Ozean gebildet haben und während dessen Öffnung und Schließung eine intensive strukturelle und/oder metamorphe Umgestaltung erlebt haben (SCHUSTER et al., 2006). Die unterostalpinen Decken wurden ab der mittleren Oberkreide von der ostalpinen Oberplatte abgetrennt und mit der ozeanischen Lithosphäre des Penninischen Ozeans versenkt. Die verschiedenen unterostalpinen Einheiten erreichten im Subduktionskanal unterschiedliche Tiefen. Sie erfuhren dabei in Teilbereichen eine druckbetonte Metamorphose und danach eine Überprägung in Unterer Grünschieferfazies bzw. in Sub-Grünschieferfazies (DINGELDEY et al., 1997; KOLLER & PESTAL, 2003; SCHUSTER et

al., 2004). Während dieser tektonometamorphen Prozesse, die nach der Oberkreide auch im Paläogen weiter andauerten, behielten die unterostalpinen Decken ihre Positionen über den Oberen Penninischen Decken und bilden heute die tektonisch tiefsten Teile des Ostalpins.

Für die regionalgeologische Betrachtung des aktuellen Kartenblattes ist vor allem das Unterostalpin der Umrahmung des Tauernfensters bedeutsam. Im östlichen Rahmen des Fensters ist dieses im Radstadt-Deckensystem und in der Katschbergzone vertreten. Am nordwestlichen Rand des Fensters bilden die unterostalpinen Decken mehrere nicht zusammenhängende Vorkommen, die sich von Matrei am Brenner über die Tarntaler Berge bis zum Gerlospass und Vorderkrimml erstrecken.

4.3.2. Oberostalpin

Das **Oberostalpin** ist ein eoalpidischer Deckenstapel, der im Jura noch peripher von Prozessen der Meliasutur erfasst wurde, hauptsächlich wurde dieser aber durch kreidezeitliche Subduktions- und darauffolgende Extrusionsprozesse innerhalb des nordöstlichen Teils der Adriatischen Platte gebildet. Ab der mittleren Oberkreide und danach im Paläogen, während der Subduktion des Penninischen Ozeans, bildeten die oberostalpinen Decken Teile der Oberplatte. Während der alpidischen Kontinentkollision, welche vermutlich ab dem mittleren Eozän einsetzte, wurden die oberostalpinen Decken mit den unterostalpinen und den penninischen Decken auf die Europäische Platte aufgeschoben (SCHMID et al., 2004; FROITZHEIM et al., 2008). Die nachfolgend genannten oberostalpinen Einheiten sind im Bereich des Kartenblattes Kitzbühel vertreten (Abb. 6).

Tirolisch-Norisches Deckensystem

- **Staufen-Höllengebirge-Decke**
- **Uttendorfer Schuppenzone**

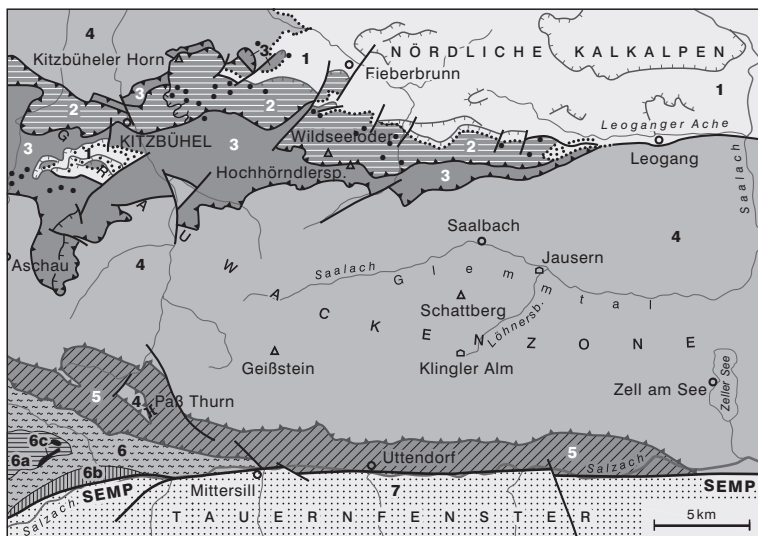
Koralpe-Wölz-Deckensystem

- **Innsbrucker Quarzphyllit-Decke** (Sie umfasst die Innsbrucker Quarzphyllitzone, die Zone der Steinkogelschiefer und die Zone von Mühlbach.)

Koralpe-Wölz-Deckensystem

Wie bereits erwähnt, wird auf den Internetseiten der Geologischen Bundesanstalt ein Thesaurus Service in Form einer Webanwendung zur Verfügung gestellt. Die nachfolgende Definition des Koralpe-Wölz-Deckensystems ist dem Thesaurus der GBA entnommen (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 2014: <http://resource.geolba.ac.at/tectonicunit/156>).

*„Das **Koralpe-Wölz-Deckensystem** umfasst lithostratigraphische Einheiten, von welchen viele eine permische Metamorphose erlebten und die eine zumeist intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung aufweisen. Die Einheiten zeichnen sich durch das völlige Fehlen transgressiv auflagernder permo-mesozoischer Sedimentgesteine aus. Diese müssen bereits in der Unterkreide (ab 135 Ma) abgeschert worden sein. Nach feldgeologischen Gesichtspunkten lassen sich die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten scharf voneinander abgrenzen. Da an diesen Grenzen oft Metamorphosesprünge auftreten, müssen auch Relativbewegungen stattgefunden haben. Demnach sind die Grenzflächen als Deckengrenzen zu betrachten. Das Zentrum des Koralpe-Wölz-Deckensystems ist durch jene Einheiten markiert, welche während des eoalpidischen Ereignisses eine eklogitfazielle*



SEMP/SEMP-Störungssystem

OSTALPIN (eoalpidischer Deckenbau) Oberostalpin	Tirolisch-Norisches Deckensystem	Koralpe-Wölz-Deckensystem
	Staufen-Höllengebirge-Decke (mit variszischem Internbau) 1/ Permomesozoikum mit Basisbrekzie 2/ Wildseeloder-Einheit 3/ Hochhörndler Schuppenzone 4/ Glemmtal-Einheit 5/ Uttendorfer Schuppenzone Basisbrekzie	Innsbrucker Quarzphyllit-Decke 6/ Innsbrucker Quarzphyllitzone 6a/ Zone der Steinkogelschiefer 6b/ Zone von Mühlbach 6c/ Augengneise Lokale Einschuppung von Gröden-Fm. und • Basisbrekzie, z.T. Paläokarst

7/ TAUERNFENSTER (alpidischer Deckenbau) – Untergliederung siehe Tafel 1/Fig.1

Abb. 6.

Tektonische Gliederung des Ostalpins auf Kartenblatt 122 Kitzbühel und Nachbargebieten nach aktuellen Aufnahmen. Die Glemmtal-Einheit mit ihren turbiditischen Beckensedimenten und Metabasalt-Abfolgen nimmt den Hauptteil des Kartenblattes ein. Die Wildseeloder-Einheit bildet den Kern einer Synform, an deren Nordrand erneut Glemmtal-Einheit ausstreicht. Trennendes Element ist die Olistholith-Zone der Hochhörndler Schuppenzone, die im Westen (Raum Kitzbühel) aufgrund flacher Raumlage größere Flächen einnimmt. Belege für die winkeldiskordante Überlagerung der Grauwackenzone durch die Nördlichen Kalkalpen mit erhaltenen Erosionsresten (u.a. Bereich Hahnenkamm, westlich Fieberbrunn und nördlich Wildseeloder) sind durch Punktsignatur gekennzeichnet.

Metamorphose erfahren haben. Sowohl gegen das Liegende als auch gegen das Hangende dieser Einheiten nimmt der Metamorphosegrad ab. Das bedeutet, dass der Deckenstapel erst nach dem Metamorphosehöhepunkt im Turonium (ca. 92 Ma) entstanden sein kann. Die Exhumation der Einheiten erfolgte in der Oberkreide (ab 92 Ma) durch Überschiebungen im liegenden und Abschiebungen im hangenden Teil des Deckenstapels. Demnach stellt das Koralpe-Wölz-Deckensystem einen metamorphen Extrusionskeil dar, der während des eoalpidischen Ereignisses entstand. Da das Koralpe-Wölz-Deckensystem Eklogite enthält, müssen dessen Einheiten bis zum Metamorphosehöhepunkt im Verband mit einer in Subduktion begriffenen Lithosphärenplatte gestanden haben. Daher waren die Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems Teil der eoalpidischen Unterplatte (verändert nach SCHMID et al., 2004; FROITZHEIM et al., 2008).“

Innsbrucker Quarzphyllit-Decke (Innsbrucker Quarzphyllitzone, Zone der Steinkogelschiefer und Zone von Mühlbach)

Die informellen geologischen Einheiten (Innsbrucker Quarzphyllitzone, Zone der Steinkogelschiefer und Zone von Mühlbach) wurden in der Legende auf Blatt 122 Kitzbühel hierarchisch dem Unterostalpin untergeordnet. Dies entsprach zu jener Zeit, trotz mancher Zweifel, die aktuelle Forschungsergebnisse aufkommen ließen, noch der in der Geologenschaft geläufigen tektonischen Ansicht (TOLLMANN, 1963, 1977). In der wenige Jahre nach dem Kartenblatt Kitzbühel ausgegebenen Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) wurden diese Einheiten dem oberostalpinen Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Die Argumente, welche für diese neue tektonische Gliederung ausschlaggebend waren, wurden von PESTAL et al. (2009) dargelegt.

Um die tektonische Stellung der Innsbrucker Quarzphyllitzone, der Zone der Steinkogelschiefer und der Zone von Mühlbach beschreiben zu können, fassen wir diese drei geologischen Einheiten im nachfolgenden Text als **Innsbrucker Quarzphyllit-Decke** zusammen. In den folgenden zwei Absätzen wollen wir jene Argumente darlegen, die uns bei der Beurteilung der tektonischen Stellung der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke wichtig erscheinen.

- Geologische Aufnahmen, die seit den 1990er Jahren im Gebiet der Tarntaler Berge durchgeführt wurden, ergaben, dass der Innsbrucker Quarzphyllit nicht, wie bisher traditionell angenommen, die primäre Basis des unterostalpinen Permomesozoikums ist. Denn die Hippold-Decke, die Tarntal-Decke und die zu den Oberen Penninischen Decken gezählte Reckner-Decke (ROCKENSCHAUB & NOWOTNY, 2009) wurden erst, nachdem sie eine druckbetonte alpidische Metamorphose erfahren hatten, in ihre heutige Position auf den südlichsten Teil der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke überschoben (DINGELDEY et al., 1997; KOLLER & PESTAL, 2003; ROCKENSCHAUB et al., 2003a). Diese Überschiebung (bzw. Abschiebung) erfolgte wahrscheinlich während der Exhumation des Tauernfensters im obersten Paläogen oder im Neogen. In der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke konnte jedenfalls keine druckbetonte alpidische Überprägung nachgewiesen werden, auch nicht im Liegenden der unterostalpinen- und penninischen Decken der Tarntaler Berge.
- Die tektonische Position der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke innerhalb des oberostalpinen Deckenstapels lässt sich durch die Betrachtung ihrer Hangend- und Liegendgrenze beurteilen. Im Hangenden wurde die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke entlang einer eoalpidischen Deckengrenze von einem Deckenstapel, der sich aus der Uttendorfer Schuppenzone und der Staufen-Höllengebirge-Decke zusammensetzt, überschoben (Tafel 1/ Fig. 1). Die Beurteilung ihrer Liegendgrenze gestaltet sich etwas schwieriger. Für die Positionierung innerhalb des eoalpidisch angelegten oberostalpinen Deckenstapels kann die tektonische Grenze zum südlich gelegenen Tauernfenster nicht verwendet werden, denn diese wird von der miozänen Exhumation der Tauern mit bedeutenden Abschiebungen und Seitenverschiebungen bestimmt. Die besagte Position wird erst weiter östlich im Gebiet um Wagrain sichtbar. Die Salzach-Ennstal-Störung nach LINZER et al. (1995), der westliche Abschnitt des SEMP-Störungssystems (Kap. 4.2), bewirkte die Abtrennung der Wagrainer Phyllitzone vom Südrand der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke und ihren Versatz um zumindest 65 km nach Osten. EXNER (1996) erkannte und definierte hier die Wagrainer Phyllitzone als tektonische Einheit, welche von der zum Silvretta-Seckau-Deckensystem gehörenden Koppenlamelle (Teil der Schladming-Decke) tektonisch unterlagert wird. Es wird daher angenommen, dass die tektonische Position der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

und der Wagrain Phyllitzone deren Zuordnung zum Koralpe-Wölz-Deckensystem rechtfertigen.

Die **Innsbrucker Quarzphyllit-Decke** ist auf dem Kartenblatt Kitzbühel mit keilförmigem Zuschnitt zwischen Mittersill und dem westlichen Kartenrand vertreten (Tafel 1/Fig. 1). Ihre hangende Grenze zur Uttendorfer Schuppenzone verläuft auf halber Hanghöhe in der Nordflanke des Mühlbachtals über Jochbergthurn nach Mittersill. Ihre tektonische Begrenzung im Liegenden bildet die miozäne SEMP.

Die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke beinhaltet zumindest zwei Gesteinskomplexe, den Innsbrucker Quarzphyllit und die Steinkogelschiefer. Die Steinkogelschiefer und der Innsbrucker Quarzphyllit lassen sich durch ihre unterschiedliche voralpine Metamorphose voneinander abgrenzen, wobei der zweitgenannte Komplex vom Erstgenannten im Hangenden überlagert wird. Beide Einheiten zeigen eine eoalpidische Metamorphose und Strukturprägung gleicher Intensität. Die prä-eoalpidische Überprägung der Steinkogelschiefer ist aber deutlich höher als jene des Innsbrucker Quarzphyllits (siehe unten). Daraus lässt sich schlussfolgern, dass der Innsbrucker Quarzphyllit und die Steinkogelschiefer entweder ein invers lagerndes Metamorphoseprofil repräsentieren, oder dass zwischen den beiden Gesteinskomplexen eine Relativbewegung stattgefunden hat und ihre Grenzflächen auch als variszische Deckengrenzen zu betrachten sind. Eine Klärung dieser Gegebenheiten bleibt aber zukünftigen Forschungen vorbehalten.

Lithologisch besteht der am Kartenblatt Kitzbühel gelegene Teil des **Innsbrucker Quarzphyllits** aus Wechselfolgen von Quarzphylliten, quarzitischen Schieferen, Schwarzphylliten und Serizitquarziten. Untergeordnet sind wenige Meter mächtige Kalkschiefer und Grünschiefer eingeschaltet. Außerhalb des aktuellen Kartenblattes wurden neben Orthogneisen, deren magmatische Ausgangsgesteine in ordovizischer Zeit entstanden (= Schwazer Augengneis; BLATT, 2013a, b), auch permische Metamagmatite bekannt. Die erwähnten permischen Eduktalter erbrachte die geochronologische Untersuchung dünner Orthogneislagen, die im westlichen Teil der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke, beispielsweise am Gamslahner und bei Lans, vorkommen (ROCKENSCHAUB et al., 2003b).

Diese Gesteine des Innsbrucker Quarzphyllits wurden vermutlich bereits variszisch metamorph und duktil durchbewegt. Weitere metamorphe Überprägungen im Bereich der Grünschieferfazies während der Perm- und während der Kreide-Zeit (eoalpidisch) sind durch Glimmerabkühlalter und durch die Verbandsverhältnisse mit den Steinkogelschiefern dokumentiert (siehe unten). Charakteristisch für den Innsbrucker Quarzphyllit ist eine im Gelände auffällige polyphase Faltung und Quarzbandbildung. Die zahlreichen, sich durchkreuzenden Schieferungsrichtungen und Kleinfaltenachsen führen im Geländebild zu einer eher blockartigen Absonderung, wie sie sonst nur bei massigen Gesteinen auftritt.

Bei der Bearbeitung des Innsbrucker Quarzphyllits wurde versucht, sowohl Gesteine mit reliktscher Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies abzutrennen (Steinkogelschiefer), als auch die Abgrenzung zu den Metasedimenten der Grauwackenzone klar zu fassen. In letzterem Fall halfen einerseits lithologische Kriterien, vor allem aber die Suche nach reliktschen Sedimentstrukturen. Da die Metasedimente der Grauwackenzone in der Uttendorfer Schuppenzone (Kap. 4.3.2) eine kontinuierliche Metamorphosezunahme zeigen und bereichsweise stark deformiert wurden, war letztlich eine sichere Beweisführung nur in Dünnschliffprofilen quer zum Streichen möglich (AIGNER, 1991; STOCK, 1991). Neben der Erfassung der Mineralparagenese mussten hierbei auch die Korngröße der Quarz/Feldspat- und Glimmerteilgefüge quantitativ ausgewertet werden. Eine spontane Festlegung der Deckengrenze Uttendorfer Schuppenzone–Innsbrucker Quarzphyllit-Decke durch

reine Feldansprache der siliziklastischen Metasedimente und ihre Zuordnung zur Grauwackenzone bzw. zum Innsbrucker Quarzphyllit gelingt somit nur sehr erfahrenen Kartierern, birgt Potenzial zu Diskussionen und erklärt auch die unterschiedlichen Meinungen zwischen verschiedenen Bearbeitern.

Der Innsbrucker Quarzphyllit und die **Steinkogelschiefer** zeigen eine unterschiedliche vor-eoalpidische Metamorphoseprägung (siehe oben). OHNESORGE (1908) etablierte diesen Gesteinskomplex in der geologischen Literatur, um die auffälligen, Granat führenden, teilweise quarzitischen Glimmerschiefer bis Paragneise von den Innsbrucker Quarzphylliten abzutrennen. Als Typlokalität wählte OHNESORGE den nordwestlich von Neukirchen am Großvenediger gelegenen, 2.299 m hohen Steinkogel aus.

Die Steinkogelschiefer werden am Kartenblatt Kitzbühel in einem lediglich kleinen Bereich erfasst, der sich auf das Nachbarblatt 121 Neukirchen am Großvenediger fortsetzt und hier ein großflächiges Areal einnimmt, das sich nach Westen bis über das Trattenbachtal hinaus fortsetzt. Im betrachteten Abschnitt lagern sie muldenartig eingefaltet als Kappe auf dem Höhenrücken östlich des Steinkogels (Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger) und heben im Bereich des Mühlbachtals (am Kartenblatt Kitzbühel) nach Osten aus. Die Steinkogelschiefer werden allseits vom Innsbrucker Quarzphyllit unterlagert. Ihr Grenzverlauf lässt sich am ehesten mit einer asymmetrisch verbogenen Synform erklären, die eine etwa W-E verlaufende Achse aufweist (Falttafel 1/Profilschnitt 2).

Am Kartenblatt Kitzbühel sind diese Gesteine als monotone Glimmerschiefer entwickelt, in die ordovizische Orthogneise (Augengneis, **103**) eingeschaltet sind (BLATT, 2013a, b). Die Alterseinstufung der Orthogneise beruht auf einer Datierung von Zirkon mit der *laser ablation* ICP-MS Methode (mündl. Mitt. M. ROCKENSCHAUB), wobei die Probe 200 m westlich des Wildkogelgipfels (2.224 m), auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger entnommen wurde.

Die Glimmerschiefer haben die Granat-Stabilität (Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies) erreicht. SCHULZ (1992) gibt die P/T Bedingungen mit 530 °C bei 0,8 GPa an und vermutet, dass diese Metamorphose in variszischer Zeit erfolgte. Rb/Sr Phengit-Alter lassen aber auch eine intensive permische Metamorphose erkennen. Letztlich wurden die Steinkogelschiefer eoalpidisch wiederum durch eine Metamorphose in Unterer Grünschieferfazies überprägt, während der die zahlreichen in den Dünnschliffen erkennbaren retrograden Mineralumwandlungen entstanden sind. Das eoalpidische Ereignis um 90 Ma wird durch Rb/Sr Biotit-Alter erfasst, die nach den tektonometamorphen Prozessen die Exhumation der Gesteine und ihre Abkühlung unter 300 °C zeitlich markieren (SATIR & MORTEANI, 1979).

In den Hängen nördlich von Mühlbach und Bramberg im Salzachtal taucht bogenförmig eine Abfolge von bereichsweise mylonitischen Gesteinen auf, die sich aufgrund ihrer Karbonatführung von den Lithologien des Innsbrucker Quarzphyllits abhebt. Lithologisch umfasst die **Zone von Mühlbach** Schwarzphyllite, Phyllite, Glimmerschiefer, Quarzite, Kalkphyllite, Marmore, Prasinite und Grünschiefer (HEINISCH & ZADOW, 1990). Wir vermuten, dass es sich um eine Schuppenzone handelt, die wahrscheinlich im obersten Paläogen oder im Neogen während der Exhumation des Tauernfensters deformiert und im Bereich der Unteren Grünschieferfazies metamorph überprägt wurde (wie die Karbonatremobilisate im Gestein belegen). Heute wird die Zone von Mühlbach durch das SEMP-Störungssystem vom Tauernfenster getrennt, die wir, verdeckt durch quartäre Talfüllung, südlich der Zone vermuten.

Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen

Die (Nördliche) Grauwackenzone wurde als Begriff erstmals durch HAUER (1857) eingeführt. Die **Grauwackenzone** ist eine informelle Einheit der Ostalpen, die sich in W-E-Richtung über mehrere hundert Kilometer erstreckt. Sie reicht vom Inntal bei Schwaz bis nach Niederösterreich an den Rand des Wiener Beckens, wo sie unter die neogenen Sedimente des Beckens abtaucht und sich im Untergrund bis in den nördlichen Teil des Beckens, der bereits in der Slowakei liegt, fortsetzt. Ihre maximale Breite in N-S-Richtung beträgt 25 km. Diese erreicht sie aber nur in einigen Gebieten. In ihrer Verbreitung kann man einen westlichen Abschnitt (Tirol/Salzburg) und einen östlichen Abschnitt (Steiermark/Niederösterreich) unterscheiden. Der westliche Abschnitt der Grauwackenzone beginnt in den Kitzbüheler Alpen des Tiroler Unterlandes, reicht über den Salzburger Pinzgau und den Pongau bis zum Mandlingpass in der Obersteiermark. Im Bereich des SEMP-Störungssystems baut sie tektonisch stark ausgedünnt Teile des Mandlingzuges auf. In der Umgebung von Liezen südlich der SEMP beginnt dann der östliche Abschnitt der Grauwackenzone.

Im gegenständlichen Gebiet sind in der Grauwackenzone lithologische Abfolgen verbreitet, die stratigrafisch das gesamte Paläozoikum mit einer Vielfalt von Sedimentgesteinen und Vulkaniten umfassen. Der Metamorphosegrad variiert, meist ist die Überprägung jedoch so schwachgradig, dass biostratigrafische, sedimentologische und vulkanologische Methoden anwendbar bleiben. Am aktuellen Kartenblatt bildet die Grauwackenzone das Kernstück mit etwa 70 % der Fläche. Sie baut die Bergzüge in der Umgebung von Kitzbühel, südlich von Hochfilzen beiderseits des Glemmtales, und die Bergkette des Pinzgauer Spaziergangs auf.

Die Nördlichen Kalkalpen sind eine informelle Einheit der Ostalpen. Sie beinhalten Decken des Bajuvarischen, Juvavischen und Tirolisch-Norischen Deckensystems, die weitgehend aus permomesozoischen, überwiegend karbonatischen Gesteinen aufgebaut sind. Im Sprachgebrauch haben die „Nördlichen Kalkalpen“ auch als Bezeichnung für ein geografisches Gebiet Eingang gefunden.

Tirolisch-Norisches Deckensystem

Die nachfolgende Definition des Tirolisch-Norischen Deckensystems ist dem Thesaurus der GBA entnommen (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 2014: <http://resource.geolba.ac.at/tectonicunit/199>).

„Dieses Deckensystem besteht aus Decken, die ab der frühen Unterkreide (ca. 135 Ma) abgeschert wurden. Es zeigt einen basalen Schrägzuschnitt, der im Süden tief unter den permomesozoischen Sedimentfolgen in paläozoischen Metasedimenten ansetzt („Norische Decke“). Gegen Norden steigt der Abscherhorizont dann in das Niveau der Werfen-Formation und der Gutenstein-Formation empor. Da die Decken des Tirolischen Deckensystems sowohl die mächtigen, schlecht verformbaren Mitteltriasdolomite als auch die obertriassische Karbonatplattform enthalten, ist der Internbau des westlichen Teils des Tirolikums durch flachwellige Verbiegungen und Bruchtektonik charakterisiert. Eine mehrfache Teildeckenbildung innerhalb des Tirolikums wird erst im östlichen Oberösterreich und in Niederösterreich zum beherrschenden Baustil. Am Tirolikum-Südrand sind an vielen Stellen südgerichtete Rücküberschiebungen zu beobachten, die in der jüngsten Kreide oder im Känozoikum aktiv waren (verändert nach HANDLER et al., 1999; FROITZHEIM et al., 2008).“

Im Tirolisch-Norischen Deckensystem lassen sich im aktuellen Untersuchungsgebiet (123 Zell am See, 122 Kitzbühel und 121 Neukirchen am Großvenediger) zwei Decken unterscheiden. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies die Uttendorfer Schuppenzone und die Stauf-Höllengebirge-Decke (Tafel 1/ Fig. 1).

Uttendorfer Schuppenzone

Zwischen der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke im Liegenden und der Staufenhöllengebirge-Decke im Hangenden ist eine mehrere hundert Meter mächtige Decke entwickelt, die von HEINISCH (1986) nach der Ortschaft Uttendorf im Salzachtal als **Uttendorfer Schuppenzone** benannt wurde (Tafel 1/ Fig. 1). Die Uttendorfer Schuppenzone enthält überwiegend Lithologien, die auch unter den altpaläozoischen Gesteinen der Staufenhöllengebirge-Decke verbreitet sind. In geringerem Umfang sind aber auch Schuppen und Späne mit Gesteinen des Innsbrucker Quarzphyllits vertreten, die tektonisch von der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke abgetrennt und in die Uttendorfer Schuppenzone integriert wurden. Darüber hinaus konnten einige kleine Vorkommen anderer, sozusagen „fremdartiger kristalliner Gesteinsspäne“ wie beispielsweise Orthogneise, Glimmerschiefer und Amphibolite kartiert werden, die weder aus der Staufenhöllengebirge-Decke noch aus der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke stammen.

Die Uttendorfer Schuppenzone besteht aus vertikal aufgerichteten, etwa ESE–WNW streichenden Gesteinspaketen, die sehr spitzwinkelig an das W–E verlaufende Salzachtal herantreten. Sie quert dabei in besagter Richtung das Kartenblatt Kitzbühel. Geografisch folgt sie dabei der Linie Großer Rettenstein (noch am Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger gelegen)–Paß Thurn–Mittersill–Uttendorf. Eindrucksvoll ist die Uttendorfer Schuppenzone längs der ins Salzachtal absteigenden Paß-Thurn-Straße erschlossen.

Der strukturelle Internbau der Uttendorfer Schuppenzone weicht deutlich vom Internbau der Staufenhöllengebirge-Decke ab. Einzelne mächtigere, ebenflächig begrenzte Metabasitzüge sind lateral weit verfolgbar, die Hauptmenge der Gesteine bilden aber Phyllite. In diesen Lithologien stecken die anderen Gesteine manchmal in Form von Schollen, meist aber in Form von tektonischen Spänen, mit keilförmigem Zuschnitt der lithologischen Grenzen. Die Phakoide wechselnder Lithologie und wechselnden Metamorphosegrades erreichen nur zum Teil die Dimensionen kartierbarer Einheiten. Im Aufschluss waren bereichsweise Späne von wenigen Dezimetern Länge abgrenzbar. Entlang tektonischer Bewegungsflächen grenzen Gesteine unterschiedlicher Metamorphose und unterschiedlichen Deformationsgrades aneinander, manchmal treten phyllonitische oder mylonitische Gesteine auf, aber auch Kataklastite und Kakirite sind vertreten.

Der Wechsel von Gesteinen unterschiedlicher Metamorphoseprägung dokumentiert sich wie folgt: In einem Teil der Gesteine erreichte die gefügeprägende Hauptmetamorphose die Untere Grünschieferfazies und somit Bedingungen, wie sie auch für die nördlich anschließenden Areale der Staufenhöllengebirge-Decke typisch sind. Aus dem Gefüge der Orthogneise, der Glimmerschiefer, der Amphibolite der Dolomitmarmore ist aber eine deutlich höhere Metamorphoseprägung abzuleiten. Das Auftreten von Biotit und grobschichtigem, phengitischem Muskovit in den siliziklastischen Paragesteinen sowie das Auftreten von Albitblasten und Prasinit-Paragenesen in den Metabasiten weisen auf Metamorphosebedingungen hin, die der Oberen Grünschieferfazies entsprechen (STOCK, 1991). Die ganz vereinzelt in den Paragesteinen der Liebenberg Straße (91) und Erbschlief-Alm (91) festgestellten Granat führenden Paragenesen weisen auf Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies hin. Das Auftreten von gemeiner Hornblende neben Biotit und Plagioklas (Anorthitgehalt über 20 %) in den Amphiboliten und die Paragenese Hornblende + Klinozoisit/Epidot + Plagioklas + Biotit + Quarz sind der Amphibolit Fazies zuzuordnen (SLUITNER, 1985).

Plausibel erscheint uns, dass im Zuge der Anlage dieser Decke während der eoalpidischen tektonometamorphen Prozesse, unterschiedlich metamorph geprägte

Gesteine nebeneinander gerieten und von einer Metamorphose in Unterer Grünschieferfazies überprägt wurden. Die Ausbildung von Serizit-Tapeten stimmt mit der prograden Metamorphose der nördlich anschließenden Staufen-Höllengebirge-Decke überein. Die beobachtete syn- und postkinematische Deformation setzte im duktilen Bereich ein und reichte über die sprödduktile Verformung bis zur oberflächennahen Sprödverformung.

Staufen-Höllengebirge-Decke

Die **Staufen-Höllengebirge-Decke** umfasst in den Kitzbüheler Alpen permomesozoische und altpaläozoische Gesteine. Sie vertritt westlich des Mandlingzuges also auch die Norische Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems. Hier überlagert sie die Uttendorfer Schuppenzone und Decken, die zum Koralpe-Wölz-Deckensystem gezählt werden. Im aktuellen Untersuchungsgebiet ist dies die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke (Tafel 1/Fig. 1). In der Geologenschaft besteht heute weitgehend Einigkeit darüber, dass dieser Deckenbau primär während der eoalpidischen tektonometamorphen Ereignisse in der Kreide entstanden ist. Die Deckenbewegungen haben wahrscheinlich bereits in der Unterkreide (Hauterivium/Barremium) während der Ablagerung der Rossfeld-Formation begonnen und dauerten bis in die Oberkreide (Kap. 4.3) an.

Im Zuge der Kartierung des vorliegenden Kartenblattes wurden Belege dafür gefunden, dass die altpaläozoischen Gesteinseinheiten der Kitzbüheler Alpen ursprünglich die stratigrafische Basis des kalkalpinen Tirolikums bildeten. Denn, obwohl die Grenzen zwischen den altpaläozoischen Gesteinen und den permomesozoischen Gesteinen der Staufen-Höllengebirge-Decke heute oft an Überschiebungen, Störungen oder Abschiebungen gebunden sind und als Produkte der mehrphasigen eoalpidischen und alpidischen Ereignisse betrachtet werden, ist an etlichen Stellen, wie beispielsweise im Bereich nördlich Wildseeloder oder westlich Fieberbrunn bzw. westlich der Ehrenbachhöhe (Falttafel 1/Profilschnitt 3), noch die primäre winkeldiskordante Überlagerung der altpaläozoischen Einheiten durch die Basisbrekzie der basalen Gröden-Formation erhalten geblieben. Das Geröllspektrum der Basisbrekzie mit Aufarbeitungsmaterial des unmittelbaren Untergrundes stellt einen weiteren unabhängigen Beweis dar (Tafel 1/Fig. 1).

Die Staufen-Höllengebirge-Decke zeigt einen basalen Schrägzuschnitt, der im Süden tief unter den permomesozoischen Sedimentgesteinen in paläozoischen Gesteinen ansetzt und gegen Norden in das Niveau der untertriassischen Gesteine (Alpiner Buntsandstein und Werfen-Formation) emporsteigt. In den untertriassischen Gesteinen und in den Ablagerungen der unteren Mitteltrias (Reichenhall-Formation und Gutenstein-Formation) ist eine mehrfache Schuppen- und Teildeckenbildung innerhalb der Staufen-Höllengebirge-Decke von der Werfener Schuppenzone bis in die Kitzbüheler Alpen der beherrschende Baustil. In diesem Niveau und in den Nordalpinen Raibler Schichten sind an vielen Stellen aber auch südgerichtete Rücküberschiebungen zu beobachten, die in der jüngsten Kreide oder im Känozoikum aktiv waren.

Internbau der paläozoischen Gesteine der Staufen-Höllengebirge-Decke im Gebiet der Kitzbüheler Alpen

Das aktuelle geologische Konzept zur internen Gliederung der altpaläozoischen Gesteinseinheiten der Staufen-Höllengebirge-Decke im Bereich Tirols und Salzburgs basiert auf genetisch-faziellen Überlegungen von HEINISCH (1986), der zwei Großeinheiten charakterisierte und sie nach ihren Typlokalitäten Glemmtal-Einheit bzw. Wildseeloder-Einheit benannte. Diese stellen gleichzeitig auch Deckenein-

heiten dar, deren Grenzen teilweise mit früheren tektonischen Untergliederungen übereinstimmen (MOSTLER, 1973). Als trennendes Element zwischen Glemmtal-Einheit und Wildseeloder-Einheit tritt die Hochhörndler Schuppenzone (HEINISCH, 1986), eine dritte Decke, in Erscheinung. Da die unterpermische Basisbrekzie der Gröden-Formation über die genannten geologischen Großeinheiten diskordant hinweg greift, ist primär von einer variszischen Anlage der tektonischen Großstruktur auszugehen (Abb. 6).

Gesteine der Glemmtal-Einheit unterlagern die Wildseeloder-Einheit schüsselförmig. Dadurch lässt sich ein nördlicher Anteil der Glemmtal-Einheit (Oberndorf–Nordabhang Kitzbüheler Horn–Fieberbrunn) von einem südlichen (gesamtes weiteres Umfeld des Glemmtals, des Paß Thurn und des Pinzgauer Spaziergangs) unterscheiden. Die Wildseeloder-Einheit bildet den E–W streichenden Kern dieser strukturell regional weitgespannten Synform. Unter Einbeziehung von Daten aus dem Nachbarblatt 121 Neukirchen am Großvenediger ist davon auszugehen, dass die Großstruktur etwa E–W streicht und die Achse der Synform nach Westen aushebt. Das Generalstreichen zeigt demnach, stark vereinfacht, in den Flankenbereichen eine Ost–West-Richtung, während die Gesteine im Scharnier der Synform umlaufendes Streichen zeigen. Dies deutet sich bereits in der Zone westlich des Paß Thurn und bei Jochberg an.

Die Glemmtal-Einheit weist überwiegend flache Raumlagen auf und ist intern weitspannig wellig verfalltet. Aufrechte Lagerung überwiegt bei weitem. Dies bewirkt, dass die ältesten Gesteine im Taltiefsten des Glemmtales auftreten, während die Berggipfel die stratigrafisch jüngsten Anteile beherbergen (Faltnäse 1/Profilschnitte 1 und 3).

Die Gesteine in der Wildseeloder-Einheit sind intern weiter in Teildecken gliederbar und häufig vertikal gestellt. Dies gilt insbesondere am südlichen Grenzbereich zur Hochhörndler Schuppenzone (z.B. am Wildseeloder).

Alpidische Tektonik ist dort von variszischen Strukturen abtrennbar, wo permische Gesteine mit einbezogen werden. Dies ist an zahlreichen Stellen der Fall. Besonders eindrucksvoll ist das am Nordrand der Wildseeloder-Einheit nachvollziehbar. Im Abschnitt zwischen Pletzergraben und Trattenbach (südlich Fieberbrunn) kommt es über mehrere Kilometer zu einer nordgerichteten Überschiebung des Spielbergdolomits auf Gröden-Formation (Tafel 4/Fig. 2). Im weiteren Verlauf Richtung Kitzbühel ist Gröden-Formation mehrfach grabenartig innerhalb der Spielbergdolomit-Platte eingeklemmt (Reintalalm, Trattalm, Köglerbach). Auch das große Vorkommen von Basisbrekzie und Gröden-Formation im Umfeld des Hahnenkamms westlich Kitzbühel weist neben der lokal erhaltenen Winkeldiskordanz auch halbgrabenartig zugeschnittene Störungskontakte auf.

Sicher alpidisch sind zahlreiche Sprödstörungen. Wie eine zusätzliche Lineamentauswertung für den gesamten Raum zeigt (HEINISCH, 1993), gibt es zwei prominente Maxima in E–W- und in N–S-Richtung. Diese werden durch die Haupttäler (Salzachtal, Talfurche Kitzbühel–Jochberg) nachgezeichnet. Hinzu treten WNW–ESE aber auch NNW–SSE gerichtete Störungen. Versucht man, diese Lineamentmuster im Sinne von Riedel–Shears genetisch an die SEMP anzugliedern, gibt es Widersprüche zum allgemein angenommenen sinistralen Versatz (siehe unten). Es ist daher von einer Mehrphasigkeit mit teils gegenläufigen Bewegungen, auch bei den letzten sprödetektonischen Akten, auszugehen.

Die Reaktivierung variszisch angelegter Scherzonen ist die Regel. Fehlen permische Abfolgen, müssen Details zum Alter einzelner Verwerfungen offen bleiben.

Metamorphose

Die altpaläozoischen Gesteine der Staufen-Höllengebirge-Decke sind stets deutlich geschiefert und zeigen eine Metamorphoseprägung, deren Intensität mit Unterer Grünschieferfazies angegeben werden kann (SCHRAMM, 1980; HOINKES et al., 1999; SCHUSTER et al., 2004). Im Bereich der Kartenblätter 123 Zell am See und 122 Kitzbühel kann eine Zunahme der Intensität der Metamorphoseprägung vom Hangenden zum Liegenden der Staufen-Höllengebirge-Decke festgestellt werden. Untersuchungen zu den Illit-Kristallinitäten nach KÜBLER (1968) entlang von N-S-Profilen belegen diese Zunahme. So sinken beispielsweise die Halbwertsbreiten von Werten um die 8 mm (Diagenese) an der Kalkalpenbasis auf Werte um die 2 mm (Untere Grünschieferfazies) am Salzachtal, welches einem Metamorphoseanstieg nach Süden entspricht (SLUITNER, 1985; HEINISCH, 1986). Analoge Ergebnisse liefern auch Untersuchungen zum Erhaltungszustand der Conodonten (HEINISCH et al., 1987b). Der Conodont Alteration Index (CAI) nach EPSTEIN et al. (1977) variiert im Arbeitsgebiet zwischen 5 und 6, was für Temperaturen von über 300 °C (Untere Grünschieferfazies) spricht, und steigt am Südrand der Staufen-Höllengebirge-Decke bis auf Werte von 7 an.

Geochronologische Untersuchungen, wie beispielsweise die Argon/Argon (Ar/Ar)-Datierungen von Helglimmer-Feinfraktionen mit Alterswerten zwischen 115 und 90 Ma (KRALIK, 1983; URBANEK et al., 2002), markieren die Abkühlung der Gesteine der Staufen-Höllengebirge-Decke und ihre Exhumation nach den eoalpidischen tektonometamomorphen Prozessen. Hingegen zeigen Ar/Ar-Datierungen an Detritusglimmern der Grauwackenzone ein breites ererbtes Altersspektrum vom Präkambrium bis in das Altpaläozoikum (Kap. 5.1.8 bzw. PANWITZ, 2006). Eine thermische Re-Equilibrierung dieses Isotopensystems wurde also nie erreicht. Ebenso konnte eine vielfach vermutete, schwache variszische Metamorphose im gegenständlichen Untersuchungsgebiet bisher nicht belegt werden. Wir vermuten aber, dass bereits präalpidisch eine Deformation und eine schwache Metamorphoseprägung gegeben waren.

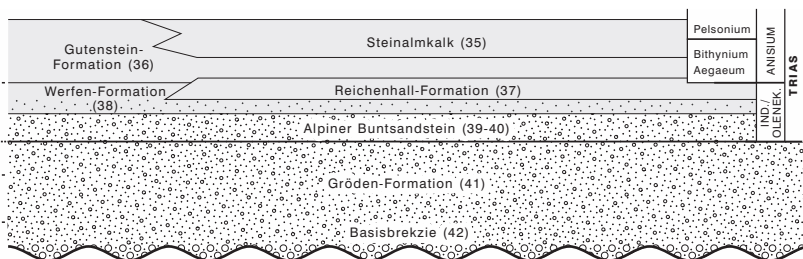
Glemmtal-Einheit, Wildseeloder-Einheit und Hochhörndler Schuppenzone

Die **Glemmtal-Einheit** umfasst den flächenmäßig größten Anteil des Kartenblattes. Sie umrahmt das Tal von Saalbach-Hinterglemm, daher auch die Bezeichnung Glemmtal-Einheit. Sie baut die Höhenzüge des Pinzgauer Spaziergangs und den Abhang zum Salzachtal auf. Westlich der Talfurche des Paß Thurn zählen hierzu auch die Gipfel von Resterhöhe (1.894 m) und Kleiner Rettenstein (2.216 m) sowie die Einzugsgebiete von Aubach und Saukaserbach.

Wie bereits erläutert, tritt die Glemmtal-Einheit am Nordrand des Kartenblattes erneut in Erscheinung („Glemmtal-Einheit Nordwest-Abschnitt“). Diese Gesteine erstrecken sich von Oberndorf über die Nordhänge des Kitzbüheler Horns bis zum Trattenbach nahe Fieberbrunn und werden dort winkeldiskordant von permischen Abfolgen überlagert.

In der Glemmtal-Einheit (Abb. 7) überwiegen lithologisch bei weitem siliziklastische Wechselfolgen aus Grauwacken, Siltsteinen und Tonsteinen mit den typischen Charakteristiken von Turbiditfolgen. Die Gesteinsfolgen sind unterschiedlich stark

PALÄZOIKUM										MESOZOIKUM				
KAMBRIMUM	ORDOVIZIUM		SILUR		DEVON		KARBON			PERM		TRIAS		
	UNT	MITTL	OB	UNTERES	MITTL	OB	UNTERES	OB	MITTL	UNTERES	LO- PING	UNTERE	MITTLERE	
485			444		419			359		289		252	Mio. J.	

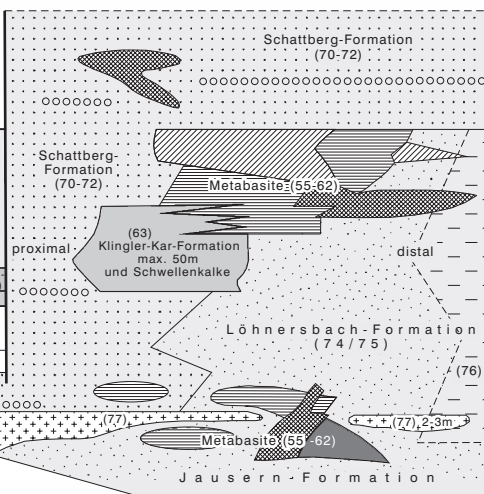
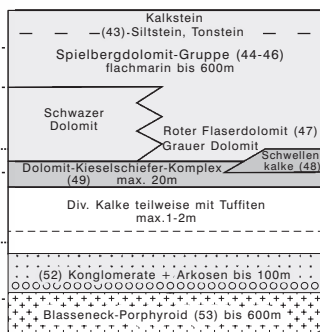


Wildseeloder-Einheit

Hochhörndler

Glemmtal-Einheit

Schuppenzone



(Biogene) karbonatische Metasedimentgesteine

Seichtwasserkarbonat

Schwellen- und Beckensediment

Siliklastische Metasedimentgesteine

Konglomerat, Sand- und Tonstein; terrestrisch-fluviatil

Dunkler Tonstein, Schwarzschiefer; marin

Feinkörniger, dünnbankiger Sandstein, Silt- und Tonstein; marin

Grobkörniger, dickbankiger Sandstein, Grauwacke; marin

Konglomerat, Brekzie (z.T. Rinnensedimente); marin

Metamagmatite

Metatuff, Metatuffit

Metabasalt

Gabbroides und dioritisches Ganggestein

Pyroxenit, Serpentin

Rhyolithischer Ignimbrit und epiklastisches Porphyrmaterial

Abb. 7.

Lithostratigraphische Tabelle der Staufer-Höllengebirge-Decke. Die stratigraphisch-fazielle Gliederung der Gesteinseinheiten der Grauwackenzone erfolgt auf Basis der Aufnahmen von Blatt 122 Kitzbühel und Blatt 123 Zell am See nach HEINISCH (1986), verändert. Die Gliederung der Gesteinseinheiten der Nördlichen Kalkalpen erfolgt nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005).

geschiefert. Mächtigkeitsabschätzungen führen zu Werten von bis zu 3.000 m. Der primäre lithologische Hintergrund der Glemmtal-Einheit ist daher sehr monoton. Alterseinstufungen lassen sich lediglich aufgrund stratigrafischer Verzahnungen mit fossilführenden oder geochronologisch datierten Gesteinen und Detritusmineralen ableiten (Kap. 5.1.8).

Unterbrochen werden diese monotonen Folgen durch Vorkommen von Meta-Basalten, die im Maximalfall 600 m Mächtigkeit erreichen können. Extrem selten findet man dünne Einschaltungen von Porphyroiden sowie geringmächtige kondensierte Cephalopodenkalke, Mergel, Schwarzschiefer und Kieselschiefer. Diese geringmächtige, aber lithostratigrafisch bedeutsame Gesteinsfolge erhielt den Namen Klingler-Kar-Formation (Abb. 7). Es gelang eine Datierung in das obere Silur bis Mitteldevon (Kap. 5.1.1).

Die Metabasalte sind Gipfel bildend und zeigen offene Felsformen und Kare. Damit kontrastieren sie zu den Schieferbergen mit Wäldern, Almen und Skipisten.

Umrahmt von der Glemmtal-Einheit tritt als Kernstück der altpaläozoischen Gesteinseinheiten die **Wildseeloder-Einheit** auf. Sie bildet auch das morphologische Rückgrat mit dem prominenten Gipfel des Kitzbüheler Horns (1.996 m), des Karstein (1.922 m) und dem Wildseeloder-Massiv als namensgebende Lokation. Auch westlich der Kitzbüheler Talfurche ist sie Richtung Steinbergkogel (1.972 m) und Pengelstein (1.938 m) sowie beidseits des Brixentals verfolgbar. Die Wildseeloder-Einheit löst sich am Westrand des Kartenblattes zunehmend in einen Schollenteppich auf.

Die Gesteinseinheit wird von den Resten einer mächtigen rhyolithischen Porphyry-Platte des Ordovizium dominiert, auf der sich im oberen Silur und Devon eine Karbonatplattform entwickelte (Abb. 7).

Unter dem Begriff „Blasseneck-Porphyroide“ werden schwach metamorphe, saure Vulkanite zusammengefasst, deren Typlokalität am „Blasseneck“ in der Steiermark liegt. Gerade im Kitzbüheler Raum sind die Vulkanitgefüge lokal ausgezeichnet erhalten. Neben der typischen porphyrischen Textur von Alkalifeldspat und Quarz in rötlicher bis grünlicher Matrix finden sich u.a. Merkmale von Ignimbriten (HEINISCH, 1980, 1981b). Details zur Vulkanologie, Geochemie und geotektonischen Interpretation folgen in Kapitel 5.1.5.

Eine biostratigrafische Datierung durch unter- und überlagernde Conodonten führende Karbonate gelang am Polster bei Eisenerz durch FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) mit einer Einstufung an die Wende Caradoc/Ashgill. Mit Hilfe von Zirkondatierungen gelang am Nachbarblatt 121 Neukirchen am Großvenediger in der Nähe von Kirchberg (Rauher Kopf) die Bestimmung eines Alters von 468 Ma für den dortigen Blasseneck-Porphyroid (mittleres Ordovizium; SÖLLNER et al., 1991).

Nach einer Schichtlücke, die lokal auch durch Konglomerate dokumentiert sein kann, folgen silurische Karbonatgesteine, oftmals vergesellschaftet mit Kieselschiefern und Schwarzschiefern (Dolomit-Kieselschiefer-Komplex). Diese dunklen, bioarenitischen Kalke, kondensierte Kieselknollenkalke und Crinoidenkalke wurden durch MOSTLER (1966a, 1968) und AL HASANI & MOSTLER (1969) eingehend studiert und dokumentiert. Pauschal betrachtet, umfassen diese Abfolgen das gesamte Silur. Häufig sind kleinere Kieserz-Lagerstätten an diese Horizonte gebunden (Kap. 9.3). Aufgrund ihrer Lithologie neigen sie zur Ausbildung von Verschuppungen (Wildseeloder) oder Duplexstrukturen (Kitzbüheler Horn-Nordhang).

Aus diesen dunklen Folgen entwickelten sich im Laufe des oberen Silur kontinuierlich bankige und später massige Dolomitkomplexe in Gestalt einer mächtigen Karbonatplattform. Diese Gesteine werden als Spielbergdolomit-Gruppe zusammengefasst. Auf Blatt Kitzbühel tritt diese in Gestalt eines mächtigen, zusammen-

hängenden Karbonatzuges in Erscheinung, der sich vom Wildseeloder-Massiv über den Karstein bis zum Kitzbüheler Horn erstreckt. Auch westlich der quartären Tal-
furchen von Kitzbühel finden sich Äquivalente im Umfeld der Malernalm.

Der ursprünglich nach dem Spielberghorn benannte Haupttyp „Spielbergdolomit“ (MAVRIDIS & MOSTLER, 1970) stellt einen hellgrauen, grob gebankten bis massigen Dolomit dar, in dem man gelegentlich auch Makrofossilreste erkennt (u.a. Crinoiden, Korallen). Ehemalige Riff- und Lagunenbereiche lassen sich nachvollziehen. Fazielle Besonderheiten bilden Einschaltungen von violetten Flaserdolomiten oder Kalkmarmoren mit bunten Tonzwischenlagen. In der Spielbergdolomit-Gruppe kann auch der weiter westlich verbreitete Schwazer Dolomit als Synonym subsumiert werden. Umfangreiche conodontenstratigraphische Untersuchungen (u.a. MAVRIDIS & MOSTLER, 1970) zeigen zusammenfassend eine stratigraphische Reichweite der karbonatischen Plattform-Fazies vom obersten Silur bis in das Oberdevon. Fazielle Varianten werden im Kapitel 6 genauer charakterisiert.

Die **Hochhörndler Schuppenzone** ist eine bedeutende tektonische Scherzone, da sie die beiden zuvor definierten Decken mit ihren sehr unterschiedlichen Fazieszonen trennt. Sie ist an der Südflanke des Wildseeloder-Massivs, der Hochhörndlerspitze (1.981 m; Abb. 8) und am Bürglkopf (1.730 m) gut fassbar (Typlokalität). Sowohl auf dem östlich als auch auf dem westlich anschließenden Kartenblatt ist sie weiter verfolgbar. Im Ostteil des Kartenblattes hat sie eine gesicherte Mächtigkeit von 400 m, bei einer annähernd vertikalen Raumlage und E-W-Streichen. Im Westteil des Kartenblattes baut sie weite Teile des Kitzbüheler Skireviers auf (Ehrenbachhöhe, Pengelstein, Steinbergkogel). Aufgrund der flachen Raumlage bedeckt die Schuppenzone hier größere Flächen.

Der gesamte, aus den benachbarten Deckeneinheiten bekannte Gesteinsinhalt der Grauackenzzone ist in der Hochhörndler Schuppenzone aufgearbeitet und in Phakoiden mit Dimensionen von Dezimetern bis mehreren hundert Metern Längserstreckung aneinandergereiht. Auch die bekannten Magnesitlagerstätten liegen in diesem Bereich. Zunächst wurde ein rein tektonischer Schollenteppich an einer Deckenbahn zur Erklärung herangezogen. Die Vermengung von Porphyroiden, Flachwasserdolomiten, Schiefen, Kieselschiefern, Metabasalten und Gabbros nährt jedoch Hinweise auf eine größere geotektonische Bedeutung. Da sich die Grauackenzzone auf dem westlich anschließenden Blatt großflächig in Schollen zerlegt, ist wohl eher von einer primär-sedimentären Anlage im Sinne olistholithischer Großgleitungen auszugehen, dann gefolgt von mehrphasiger tektonischer Überformung. Unzweifelhaft ist die ursprünglich variszische Anlage dieser Scherzone, da die Permische Winkeldiskordanz über sie hinweggreift, wenn auch lokal eine alpidische Reaktivierung nachweisbar wird.

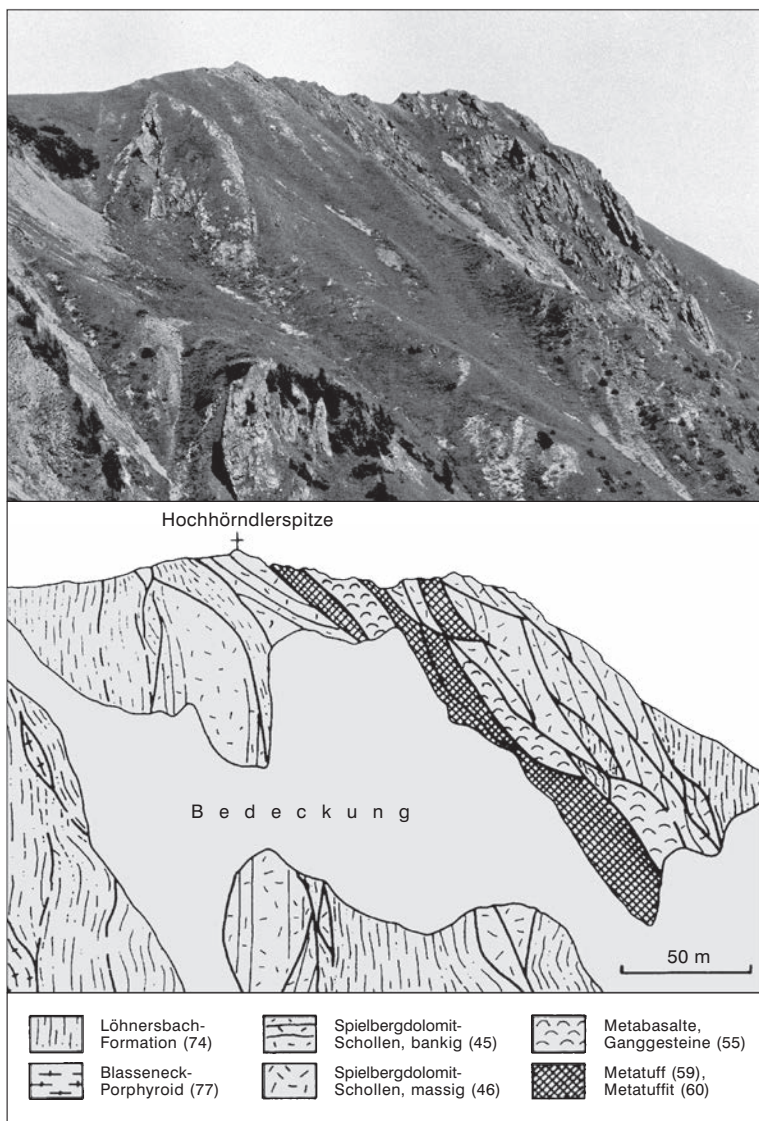


Abb. 8.

Internbau der Hochhörndler Schuppenzone an der Typlokalität Hochhörndlerspitze. Sichtbar ist ein Schollenmosaik von Gesteinen der Glemmtal-Einheit und der Wildseeloder-Einheit, die mélangartig miteinander vermengt sind. Foto vom gezeichneten Ausschnitt aus HANKE (1984), Blickrichtung gegen Osten.

5. Geologische Entwicklungsgeschichte

In diesem Kapitel soll die Geschichte der auf dem Kartenblatt auftretenden Gesteine im Lichte der Erdgeschichte betrachtet werden. Weiters wird die Entwicklung der Landschaft im Quartär im Bereich der Kitzbüheler Alpen beleuchtet. Die absoluten Altersangaben basieren auf den Angaben der International Chronostratigraphic Chart (COHEN et al., 2013).

5.1. Präkambrische und paläozoische Entwicklung der Gesteine im Bereich der ostalpinen Decken

(H. HEINISCH & C. PANWITZ)

5.1.1. Biostratigrafie

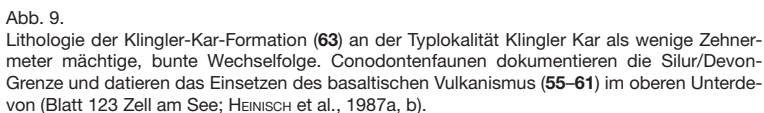
Nach spärlichen biostratigrafischen Daten und indirekten Hinweisen aus der Altersdatierung an Magmatiten (SÖLLNER et al., 1991, 1997) kann von einer Sedimentation siliziklastischer Gesteine im ausgehenden Proterozoikum bis Kambrium (ca. 600–500 Ma) ausgegangen werden. Es handelt sich um epikontinentale Ablagerungen eines flachen Schelfmeeres.

Die sedimentäre Basis der Gesteine der Grauwackenzone ist bisher nirgendwo nachgewiesen, da die stratigrafisch fassbaren Sequenzen immer an Überschiebungsbahnen einsetzen. Das älteste biostratigrafisch datierte Gestein ist ein Tonschiefer bei Reith/Kitzbüchel, der nach Acritarchen ein Alter von unterstem Ordovizium (Tremadocium) ergab (REITZ & HÖLL, 1992).

Ausführliche Arbeiten von H. Mostler und seiner Arbeitsgruppe erlauben für die Fazies „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex, Lydit, Kieseliger Dolomit (49–51)“ biostratigrafische Einstufungen über den gesamten Zeitraum des Silur. Hier ist vor allem der Silur-Fundpunkt der Lachtal-Grundalm hervorzuheben. Entsprechende Faunenlisten finden sich in Arbeiten von MOSTLER (1966a, b, 1968).

Besondere Bedeutung kommt der Situation im Klingler Kar zu. Es findet sich eine etwa 50 m mächtige, vielfältige, schwach metamorphe Gesteinsfolge, die aus mikritischen Kalken, Cephalopodenkalken, Mergeln, Kalk-Tonschiefer- bzw. Kalk-Mergel-Wechselfolgen, Lyditen, Schwarzschiefern und Tonschiefern entstanden ist. Im Hangenden verzahnt diese Gesteinsfolge mit Metavulkanitlagen unterschiedlicher Petrografie. Die vulkanogen beeinflussten Folgen haben zusätzlich etwa 20–30 m Mächtigkeit, so dass die bunte Gesteinsassoziation eine Gesamtmächtigkeit von höchstens 80 m aufweist. Diese Folge umfasst bei vergleichsweise geringer Mächtigkeit eine Zeitspanne, die mindestens vom späten Silur (Pridoli) bis in das späte Unterdevon (Dalejium) reicht. Wenn auch intern komplexe Faziesverzahnungen auftreten, so erweist sich doch die Gesamtfolge innerhalb der benachbarten Serien als ausgezeichnete lithologische Leithorizont. Durch die Verzahnung mit Äquivalenten der basaltischen Vulkanprovinz wird ihre Bedeutung als Leithorizont verstärkt und gleichzeitig die Datierung des assoziierten basaltischen Vulkanismus möglich. Sie stellt ein weitgehendes zeitliches und fazielles Äquivalent zum Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (49) sowie zum „Obersilurkalk“ (48) der Wildseeloder-Einheit dar.

In Anlehnung an HEINISCH (1986) wird diese Einheit mit dem Namen „Klingler-Kar-Formation“ (63) bezeichnet. Als ursprünglicher Ablagerungsraum wird eine pelagische Tiefscholle in einem offenen Meeresbecken vermutet. Die Typlokalität, das Klingler Kar, befindet sich nordöstlich des Hochkogels im Talschluss des Löhnersbach Tales, nahe der Klingler Hochalm (Blatt 123; Lage siehe Tafel 1/ Fig. 1).



Im Rahmen der geologischen Kartierung wurden von SPRENGER (1985) sechs Detailprofile, die den Gesteinsumfang der Klingler-Kar-Formation vorzüglich charakterisieren, aufgenommen und conodontenstratigrafisch beprobt (Abb. 9). Ein Teil der Kalkmarmorlagen führt Orthoceren-Reste (Tafel 4/Fig. 4).

In zwei Profilen ist eine Wechsellagerung aus Kalkmarmoren und Tufftschiefern erhalten. Damit konnten die Tuffite auf eine Zeitspanne vom späten Pragium bis ins Dalejium datiert werden (spätes Unterdevon) und erlauben so auch eine Alterseinstufung der unmittelbar folgenden basaltischen Pillowlaven.

Weitere biostratigrafische Daten von spärlichen Makrofossilien und reichlich Conodontenfunde bestätigen den umrissenen stratigrafischen Gesamtumfang. Insbesondere die Karbonatgesteine der Wildseeloder-Einheit sind auch an anderen Lokationen in das obere Silur bis Unterdevon eingestuft worden (MAVRIDIS & MOSTLER, 1970; MOSTLER, 1965, 1967, 1968, 1970b). Biostratigrafisch gesichert ist als jüngste Einheit das Emsium (HEINISCH et al., 1987a, b). Ein Fund von Pflanzenresten in hangenden Tonschiefern des Spielbergdolomits (mündl. Mitt. von E. REITZ aus dem Jahr 1992) war unspezifisch und nur als postsilurisch einzustufen.

5.1.2. Isotopen-Geochronologie

Als datierbare Magmatite bieten sich zunächst die Blasseneck-Porphyroide (53) an. Aus dem Bereich des Kartenblattes liegen keine Daten vor. Allerdings wurden die Porphyroide vom Rauhen Kopf in unmittelbarer Nachbarschaft des westlichen Blattrandes durch SÖLLNER et al. (1991, 1997) bearbeitet. Es ergab sich ein Alter von oberem Mittelordovizium (U/Pb-Methode, 467–463 Ma). Weitere Datierungen erfolgten auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger durch BLATT (2013a, b) an der Hemermoosalm mit identischen Altersspektren. Die Porphyroide sind damit etwas älter als anhand conodontenstratigrafischer Analogieschlüsse angenommen. FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) hatten für den Blasseneck-Porphyr in der Steiermark (Polster/Steirischer Erzberg) eine Einstufung als Oberordovizium („Caradoc/Ashgill“) vorgenommen.

Weiterhin gelangen Datierungen an Gabbro-Gängen im Gebiet Wildschönau, weiter westlich des Kartenblattes. Geochronologische Daten mit der U/Pb und Sm/Nd-Methode von LOTH et al. (1999) sowie SCHAUDER (2002) belegen für basaltische Ganggesteine des Marchbachjochs (1.496 m) ein Alter von Kambrium bis Ordovizium. Sie überdecken eine relativ breite Zeitspanne von 492 bis 454 Ma (spätes Kambrium, Furongium bis spätes Ordovizium, Sandbium; COHEN et al., 2013). Es wird weder methodisch noch finanziell möglich sein, alle Metabasitvorkommen geochronologisch zu datieren. Soweit absehbar ist die geochemische Signatur der devonischen Metabasalte identisch mit den ordovizischen Metabasalten und liefert keine weiteren Unterscheidungsmöglichkeiten. Der Widerspruch zwischen conodontenstratigrafisch und geochronologisch definierten Altern muss daher als offen betrachtet werden (Kap. 5.1.6). Es erscheint plausibel anzunehmen, dass sich der basaltische Magmatismus in mehreren Phasen über das gesamte Altpaläozoikum erstreckt. Geodynamische Implikationen werden im Kapitel 5.1.9 besprochen.

5.1.3. Sedimentations- und Beckenentwicklung / Genese der Siliziklastika

Sand-, Silt- und Tonstein-Wechselfolgen nehmen den Großteil der Aufschlussfläche im gesamten Westabschnitt der Grauwackenzone ein. Diese wurden in der älteren Literatur als „Wildschönauer Schiefer“ bezeichnet (u.a. MOSTLER, 1970b). In den stratigrafisch fassbaren Profilabschnitten werden Mächtigkeiten von 1.700 m erreicht, in anderen Bereichen sind noch höhere Werte wahrscheinlich. Es handelt

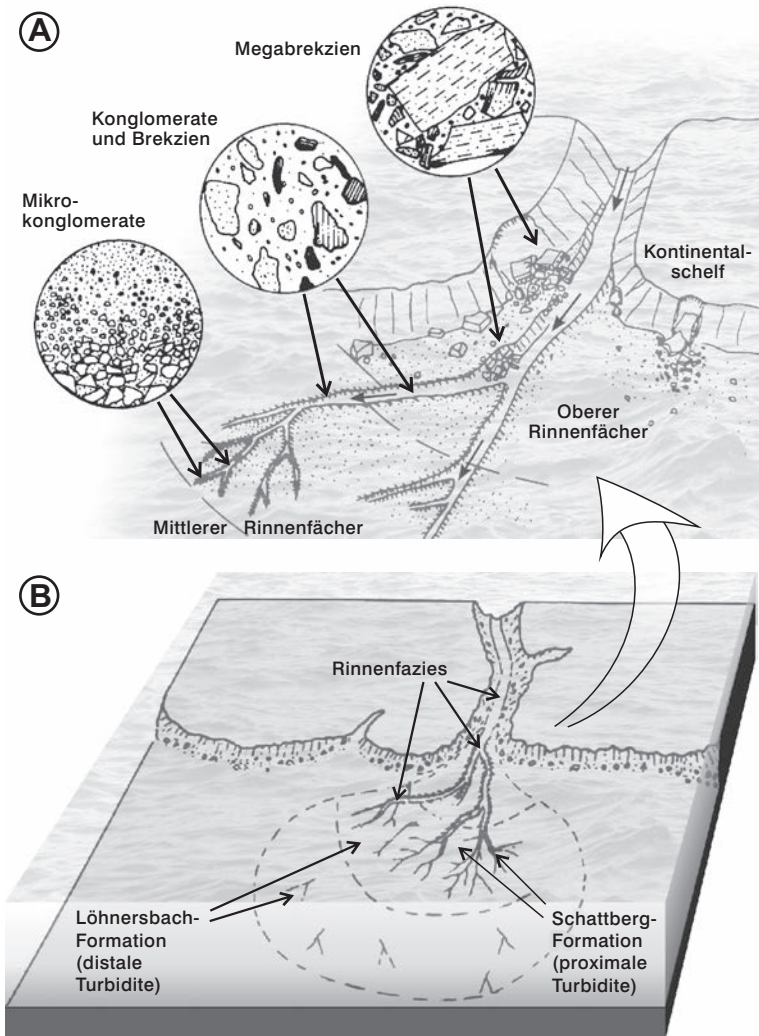


Abb. 10a.

Details zur Rinnenfazies (71–73) in der Schattberg-Formation. Gleitmassen mit Megablöcken am proximalen Canyon-Ende, disorganisierte Konglomerate und Brekzien in den Zufuhrkanälen des oberen Fächersegments, gradierte kongestützte Mikrokonglomerate in den Endbereichen der Transportkanäle des mittleren bis tieferen Fächerbereiches (nach HEINISCH, 1986, verändert).

Abb. 10b.

Faziesmodell für die siliziklastischen Beckensedimente der Glemmtal-Einheit. Grauwacken-Schiefer-Wechselfolgen einer turbiditischen Rinnenfächerfazies an einem passiven Kontinent-
talrand mit Zuordnung der Löhnersbach-Formation (74, 75) und Schattberg-Formation (70).

sich um eine Wechselfolge aus Metapeliten und petrografisch vielfältigen Meta-sandsteinen. Vertikal vollzieht sich der lithologische Wechsel in kurzen Abständen, ebenso sind kleinräumige Verzahnungen in lateraler Richtung die Regel. Obwohl die Gesteine mehrfach geschiefert sein können, zeigen sie noch reliktsche sedimentäre Gefüge. Die metamorphe Umbildung der primären Gefüge durch Blastese ist regional unterschiedlich intensiv, bleibt aber meist im Korngrößenbereich der Metapelite. Bei der petrografischen Beschreibung wird zur Vereinfachung auf die Vorsilbe „Meta-“ verzichtet. Klasten, etwa ab Feinsand-Korngröße, sind häufig noch in ursprünglichem Mineralbestand, Größe und Kornform erhalten. Kennzeichen, wie Bankmächtigkeiten, Sedimentstrukturen an Schichtfugen (Sohlmarken etc.), Bank-Interngefüge (Gradierung, Lamination, Rippelschichtung etc.) sind in Einzelfällen lokal erhalten. Die Dominanz der siliziklastischen Anteile, der rasche Korngrößenwechsel, die innige Verzahnung der einzelnen Sedimentkörper, die vorgefundenen Gradierungen und andere Sedimentgefüge legen es nahe, Sedimente in marinen Canyons und Tiefsee-Rinnenfächern zum Vergleich heranzuziehen. Nach HEINISCH (1986) kann durch aktuogeologische Vergleiche das Faziesmodell mariner Turbidit-fächer (WALKER & MUTTI, 1973) weitgehend angewendet werden (Abb. 10a, b):

Schattberg-Formation – proximale Turbiditfazies (70)

Löhnernsbach-Formation – distale Turbiditfazies (74, 75)

In der Schattberg-Formation sind Sedimente einer **Rinnenfazies (Mikrokonglomerate, Brekzien, 71, 72)** enthalten. Reine Tonsteine sind einer **hemipelagischen Übergangsfazies** zuzuordnen. Unabhängig vom Faziesmodell des Fächersystems sind **Olisthostrome (73)** zu beschreiben.

Diese Fazieszonen sind in erster Hinsicht als diachron zu betrachten und ersetzen die mit stratigrafischer Bedeutung belegten Begriffe „Tiefere Wildschönauer Schiefer“ und „Höhere Wildschönauer Schiefer“ der älteren Literatur.

Die Typlokalitäten für die neu definierten Formationen und wesentliche sedimentologisch bedeutsame Profile liegen auf dem Nachbarblatt 123 Zell am See im Glemmtal. Eine Unterscheidung der Kartiereinheiten ist nicht an einzelnen Bänken, sondern nur über eine mächtigere Aufschlussequenz sinnvoll möglich. Charakteristisch für die Schattberg-Formation ist die Dominanz der Sandsteinbänke (ca. 80 %). Deren Bankmächtigkeiten liegen im Dezimeter- bis Meterbereich. Typlokalität ist der Gipfelbereich des Schattberges bei Saalbach (Blatt 123 Zell am See).

Bei der distalen einzustufenden Löhnernsbach-Formation besteht die Wechselfolge zu je etwa gleichen Teilen aus Sandsteinbänken und Silt-/Tonsteinlagen. Die Bankmächtigkeiten liegen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Typlokalität ist das Löhnernsbach Tal (Blatt 123 Zell am See).

Gerade innerhalb der Schattberg-Formation zeigen sich sedimentologisch verwertbare Reliktgefüge; auf ein besonders wertvolles Profil am Osthang des Oberen Gernkogels in 1.910 m Höhe soll hingewiesen werden: Innerhalb des 5 m mächtigen Vertikalprofils konnten 13 Sedimentationszyklen abgegrenzt werden. Sie beginnen jeweils mit einer größeren Basislage, die teilweise eine Gradierung zeigt (Korngrößenvariation von 2 mm bis 0,6 mm); darüber folgen laminierte Siltsteine, manchmal überlagert von Lagen mit „convolute bedding“. Abgeschlossen wird jeder Zyklus durch eine feine siltige oder tonige Sedimentlage (Abb. 11–13). Mit scharfer Grenze, teilweise Sohlmarken zeigend, setzt jeweils die nächste grobe Lage ein. Die aufgenommene Abfolge von 13 Sedimentationszyklen lässt sich gut durch klassische BOUMA-Sequenzen erklären und belegt damit die Existenz von Trübestrom-Mechanismen (MIDDLETON & HAMPTON, 1973).

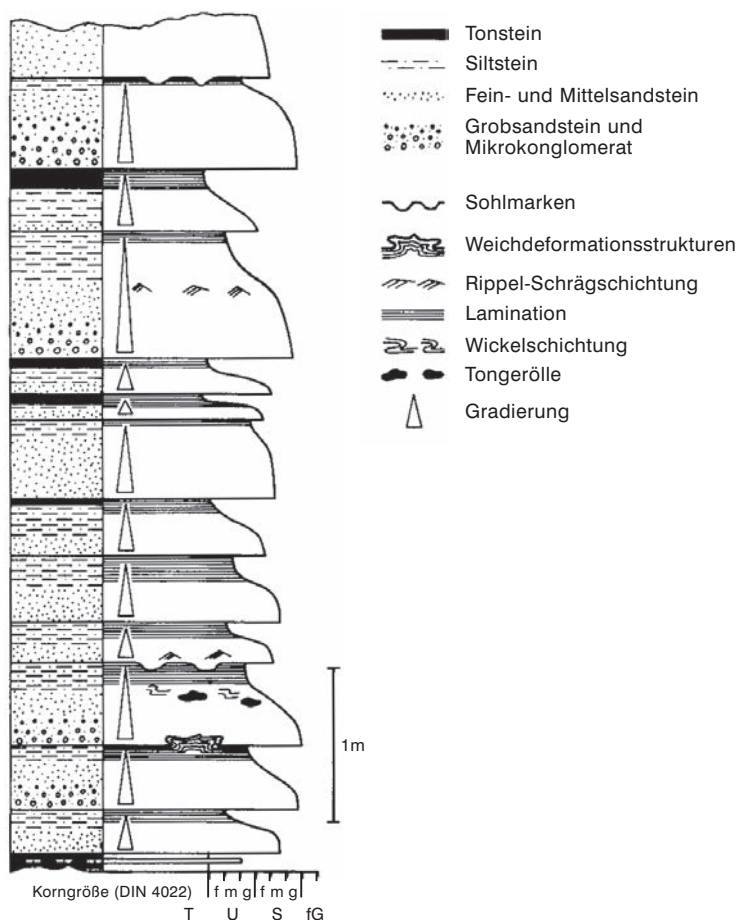


Abb. 11.

BOUMA-Sequenzen in der typisch ausgebildeten Schattberg-Formation, charakteristisch für die Gipfelbereiche und Nordkare des Pinzgauer Spazierganges (z.B. Lamperbühelkogel) und des Zwölferkogels. Skizze vom Osthang des Oberen Gernkogels (1.910 m) auf Blatt 123 Zell am See (nach HEINISCH, 1986, verändert).

Die Modalanalysen der Sandsteine ermöglichen nach HEINISCH (1986) die nomenklatorische Zuordnung der zuvor beschriebenen Metasandsteine zu Quarzsandsteinen, Feldspatsandsteinen, Subgrauwacken und Grauwacken (Diagramm nach PETTIJOHN, 1949). Dabei hatte eindeutig das Feld der Subgrauwacken die größte Belegungsdichte (60 %), gefolgt vom Feld der Grauwacken mit (25 %). Der Name der Grauwackenzzone besteht also zu Recht. Auffällig ist weiters, dass alle diese Gesteine so gut wie ausschließlich terrigenen Detritus enthalten, wie er bei der Abtragung eines komplex zusammengesetzten, metamorph-magmatischen kontinentalen Hinterlandes zu erwarten wäre. Damit sind offensichtlich vulkanische Liefergebiete (etwa ein Inselbogensystem oder ein aktiver Kontinentalrand) für die Metasandstei-



Abb. 12.
Handstückfoto, Ausschnitt einer BOUMA-Sequenz in Sandsteinen der Schattberg-Formation. Erhalten sind die Lagen Tb – planparallele Lamination, Tc – Rippel-Kreuzschichtung, Td – obere laminierte Lage, Te – Pelitlage (oberer rechter Bildrand). Die gradierte Basislage fehlt. Sequenz in aufrechter Position, Nomenklatur nach MIDDLETON & HAMPTON, 1973. Bildbreite: 6 cm. Foto: H. HEINISCH.

ne der Grauwackenzone auszuschließen. Dies zeigt sich auch bei Anwendung der Diagramme (Abb. 14) nach DICKINSON & SUCZEC (1979) in HEINISCH (1986):

Mit zunehmender Korngröße der Metasandsteine stellen sich auch vermehrt Gesteinsbruchstücke als Komponenten ein. Es finden sich einerseits instabile, transportempfindliche Tonschiefer- und Metasiltsteinkomponenten. Sie sind häufig als plattige Bruchstücke oder plastisch deformierte Tongallen erhalten und zeigen nur geringe transportbedingte Zurundung. Hinzu treten Metasandsteinbruchstücke in quaderartiger Form oder Kieselschieferklasten. Die bisher aufgezählten Klasten sind als Produkte synsedimentärer Aufarbeitung anzusehen und stammen aus dem Ablagerungsraum selbst (Abb. 15, 16).

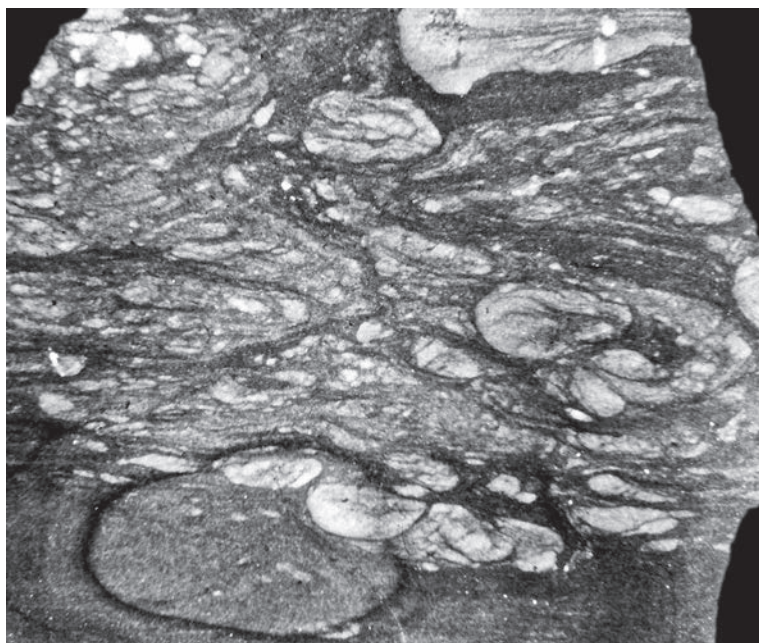


Abb. 13.
Handstückfoto, Ausschnitt einer BOUMA-Sequenz in Siltstein der Schattberg-Formation. Erhalten ist Tc mit Wickschichtung (convolute bedding). Nomenklatur nach MIDDLETON & HAMP-
TON, 1973. Bildbreite: 9 cm. Foto: H. HEINISCH.

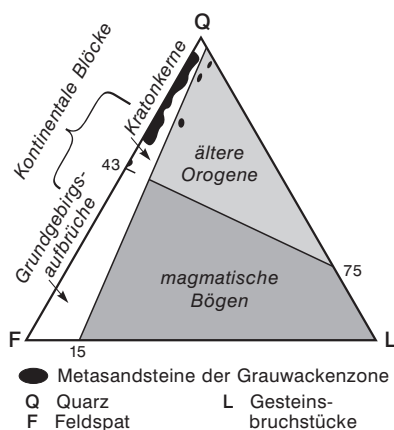


Abb. 14.
Provenienz der Metasandsteine der Grauwackenzone im Diagramm nach DICKINSON & SUCZEK (1979) und DICKINSON (1985). Es handelt sich vorwiegend um Subgrauwacken bis Quarzsandsteine. Sie entstammen einem kratonischen Abtragungsgebiet, das metamorph-magmatisch geprägt ist. Die Ablagerung erfolgte an einem passiven Kontinentalrand. Jeglicher Hinweis auf einen magmatischen Bogen eines aktiven Kontinentalrandes als Liefergebiet fehlt (nach HEINISCH, 1986, verändert).

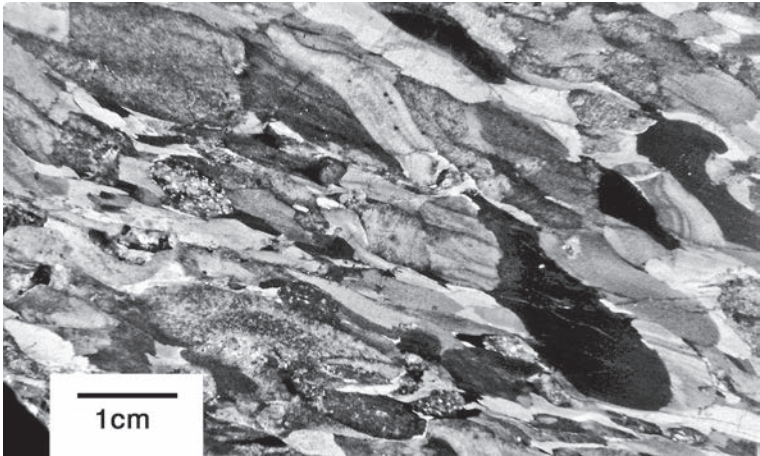


Abb. 15.

Handstückfoto, Konglomeratlage als Basis Ta einer BOUMA-Sequenz aus der Schattberg-Formation. Ehemals korngestütztes Gefüge, plastisch deformierte Lithoklasten, vorwiegend aus Feinsandstein, Siltstein und Tonstein. Beispiel für Aufarbeitung und Resedimentation von Material aus dem Ablagerungsraum auf einem Turbiditätsfächer. Tobersbach-Hochtal, 2.000 m Höhe, 300 m SW Bärensteigkopf, Blatt 123 Zell am See, nahe Blattschnittsgrenze zu Blatt 122 Kitzbühel. Foto: H. HEINISCH.

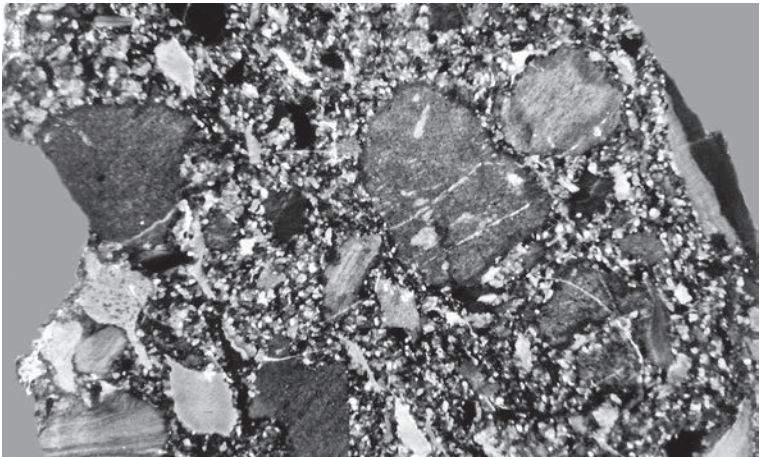


Abb. 16.

Handstückfoto, Brekzienlage als Basis Ta einer BOUMA-Sequenz aus der Schattberg-Formation. Beispiel für geringmächtige Brekzienlagen in der Glemmtal-Einheit. Hier treten größere Lithoklasten aus Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen auf, die in eine etwa cm-körnige Matrix aus ebendiesen Gesteinen chaotisch eingelagert sind. Neben Material aus dem unmittelbaren Rinnenfächerbereich konnte auch die Resedimentation von Lyditklasten und dioritischen Ganggesteinsklasten nachgewiesen werden (HEINISCH, 1986). Bildbreite: 10 cm. Bärensteigkopf, 2.150 m Höhe, 200 m westlich des Gipfels, Blatt 123 Zell am See, nahe Blattschnittsgrenze zu Blatt 122 Kitzbühel. Foto: H. HEINISCH.

Betrachtet man alle Megabrekzienlagen, kommt ein umfangreiches Inventar von Gesteinsbruchstücken zustande. Eine Gruppe besteht aus Klasten basischer Metavulkanite. Diese lassen sich zwanglos als gravitative Umlagerung aus der basaltischen Vulkanprovinz erklären (Kap. 5.1.6). Für die geodynamische Modellbildung bedeutsam sind exotische Klasten, wie sie vor allem in der Megabrekzie der Ehrenbachhöhe, aber auch vom Zwölferkogel (1.983 m) auftreten (72, 73). Die hier vorgefundene Assoziation beinhaltet diverse Magmatite (Gabbros, Diorite, Andesite, trachytische Quarzmonzonite, Syenite, Granite), aber auch diverse Gneise, Granatquarzite und Granat-Amphibolite. In der Matrix sind große Biotit- und Granatklasten erhalten. Dies beweist die Existenz eines magmatisch-metamorph geprägten, komplex aufgebauten Kontinentgebietes als distributive Provinz (vgl. Provenienzanalyse, Kap. 5.1.8). Eine genaue Beschreibung dieser Gesteine findet sich in DAFFNER (1985).

5.1.4. Entwicklungsgeschichte der Karbonatgesteine

Erste Karbonate in Gestalt bituminöser Kalke und Dolomite, assoziiert mit Schwarzschiefern und Kiesel-schiefern, finden sich ab dem unteren Silur (Llandovey). Es handelt sich um biogenreiche Biomikrite bis Bioarenomikrite (MOSTLER, 1968). Ordovizische Kalke, wie von FLAJS (1967) aus der Steirischen Grauwackenzone beschrieben, fehlen. Wie in mehreren Profilen belegt, u.a. von MOSTLER (1968) für die Lachtal-Grundalm und Westendorf, entwickeln sich im oberen Silur hellgraue Karbonatbänke, die reichlich Crinoidenschutt enthalten (MOSTLER, 1965). Stratigrafisch höhere Bereiche sind fast durchgehend dolomitisiert. Es lässt sich jedoch noch eine Faziesdifferenzierung in Massenfazies und Bankfazies unterscheiden (MAVRIDIS & MOSTLER, 1970). Der Hauptteil der Dolomite ist dem Unterdevon zuzuweisen. Offensichtlich entwickelte sich eine klassische Karbonatplattform mit Riffkomplexen und Lagunenbereichen. Sie erreicht beträchtliche Mächtigkeiten von 600–800 m und bildet die wichtigste Fazieszone der Wildseeloder-Einheit.

Aufgrund der zuckerkörnigen Dolomitisierung sind karbonatsedimentologisch verwertbare Kennzeichen selten, ebenso sind die Serien fossilarm. Relativ häufig sind in der Bankfazies Laminite zu identifizieren, MOSTLER (1970b) erwähnt Stromatolithen und Onkoide. MOSTLER (1965) ordnet aufgrund der Lebensbereiche der Faunen (Graptolithen, Cephalopoden, Conodonten) die Gesteine des tieferen Silur einem pelagischen Faziesraum zu, während sich ab dem oberen Silur und im Unterdevon Flachwasserfazies einstellt (Crinoiden, Korallen, Stromatoporen, Lamelli-branchiaten, Trilobiten; Tafel 4/ Fig. 3).

In höheren Teilen der stratigrafischen Abfolge schalten sich violette Flaserdolomite mit hohem Anteil an Tonsteinen ein (z.B. Malernalm). Diese Fazies kommt auch undolomitisiert vor. Ebenfalls in höheren Profiltteilen kann man gelegentlich eine Dolomit-Sandstein-Folge ausscheiden.

Beide Faziestypen sind als Übergangszone aus der Flachwasserlagune in die Strandfazies zu interpretieren. Einerseits handelt es sich um Einschwemmung und Einwehung von pelitischem Material, das teils kräftig violett-rot gefärbt ist. Im anderen Falle werden Küstensande in Gestalt kompositionell reifer Quarzsandsteine antransportiert. Die Sedimentationsgeschichte endet in dieser Fazieszone mit dem obersten Unterdevon (Emsium). Sowohl Mittel- als auch Oberdevon sind nicht mehr biostratigrafisch gesichert, es ist jedoch sehr wahrscheinlich, dass sie in den höheren Teilen der dolomitisierten Folgen des Spielbergdolomits enthalten sind. Im Faziesraum der Wildseeloder-Einheit endet die sedimentologische Geschichte somit geodynamisch vollkommen unspektakulär, ohne Hinweis auf den Beginn der variszischen Gebirgsbildung.

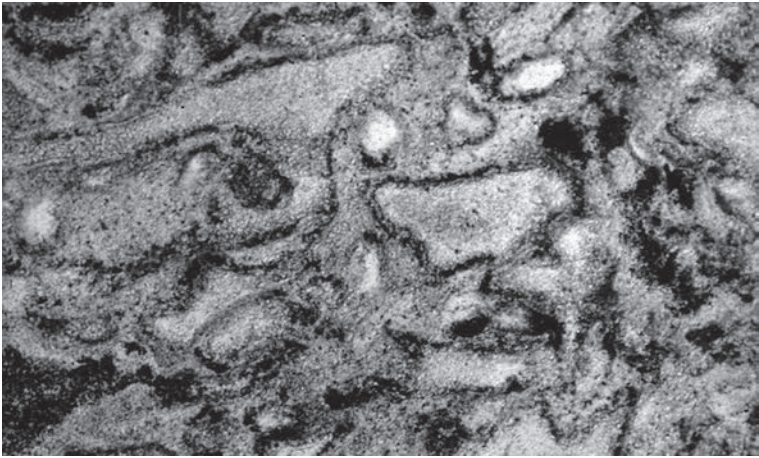


Abb. 17.

In der Matrix des Blasseneck-Porphyroids bei einfach polarisiertem Licht erkennbare Glasfetzen (shards) mit Verschweißungsstrukturen. Diese Reliktgefüge sind durch Erzpigmentierung entlang der Ränder der Glasfetzen erhalten und beweisen die Ignimbrinitatur des Gesteins. Dünnschliff-Foto im Hellfeld, Bildbreite: 1 mm. Sulztalbach nahe Grubalm/Pletzergraben, 1.400 m Höhe. Foto: H. HEINISCH.

5.1.5. Geodynamische Bedeutung der Porphyroide

Der Blasseneck-Porphyr oid tritt auf dem Kartenblatt in zwei verschiedenen, paläogeografisch kontrollierten Ausprägungen in Erscheinung. In der Wildseeloder-Einheit handelt es sich um mächtige, kompakte Ablagerungen von bis zu 600 m Dicke. In der Glemmtal-Einheit sind die Porphyroide auf geringmächtige lagige Einschaltungen innerhalb der Siliziklastika, vorwiegend an deren stratigrafischer Basis, beschränkt.

Das geodynamisch aussagekräftigste Vorkommen befindet sich am Wildseeloder. Hier konnte ein vulkanologisch-geochemisches Profil von 600 m Mächtigkeit untersucht werden (HEINISCH, 1981b). Vulkanologisch gelang der Nachweis der Ignimbrinit-Natur. In den Handstücken finden sich kollabierte Bimslapilli und inkorporierte Lithoklasten (Tafel 6/ Fig. 1). Im Dünnschliff konnten reliktsche Verschweißungsstrukturen von Glasfetzen nachgewiesen werden (Abb. 17).

Einzelne Ignimbrinit-Abkühlungseinheiten konnten aufgrund der Variation des Verhältnisses Porphyroklasten/Matrix/Lithoklasten identifiziert werden. Analog dazu variiert der Chemismus. Generell handelt es sich um SiO_2 -reiche Alkalirhyolithe bis Rhyolithe. Die mächtigen Porphyroidstapel können daher, analog zu den Vorkommen an der Typokalität in der Steiermark, als subaerische bis flachmarine Ignimbrinitdecken interpretiert werden.

Ein Detailprofil zur Ignimbrinitfolge am Wildseeloder und zahlreiche geochemische Daten finden sich in HEINISCH (1981b: 67ff.).

Die geringmächtigen, lagig in Siliziklastika eingeschalteten Vorkommen gibt es auf dem vorliegenden Kartenblatt beispielsweise bei Jochberg und im Oberlauf des Saukaserbaches. Es kann sich um sekundär umgelagertes Porphyrmaterial, even-

tuell auch flachmarine distale Ashflows handeln. Auch eine spätere epiklastische Abtragung und Umlagerung freigelegter Teile der Porphy-Plattform kommt in Frage.

Auf den mächtigen Blasseneck-Porphyroiden entwickelt sich nach einer Schichtlücke hangend die Karbonatplattform des Spielbergdolomits (Wildseeloder-Einheit). Damit scheint ein kausaler Zusammenhang plausibel.

Die geringmächtigen Porphyroide bilden sich im Beckenbereich, der später durch die mächtigen siliziklastischen Folgen charakterisiert wird (Glemmtal-Einheit). Die Porphyroide des Oberordovizium überschreiten als einzige Gesteine die fundamentale Fazies- und Paläogeografiegrenze. Danach trennen sich die Ablagerungsräume (Kap. 5.1.9).

Plattentektonisch begründet der Chemismus der Gesteine keine Konvergenz-Situation mit existierender Subduktionszone im Ablagerungsraum der Grauwackenzone. Dies wurde zwar in der Literatur immer wieder gefordert (HÖLL & MAUCHER, 1976; VON RAUMER, 1998; VON RAUMER et al., 2002), widerspricht aber der geochemischen Signatur der Gesteine. Es handelt sich, insbesondere im Kitzbüheler Raum, um Alkalirhyolithe. Damit erscheint plausibel, dass es sich um riftbezogenen Magmatismus handelt. Ein dabei erhöhter Wärmestrom kann auch partielle Aufschmelzung kontinental-krustalen Materials verursacht haben (HEINISCH, 1981b). Jüngste Studien zur Zirkonsystematik, gekoppelt an weitere geochronologische Datierungen, bestätigen dies (BLATT, 2013a, b).

5.1.6. Geodynamische Bedeutung der Metabasite

Die basischen Metavulkanite der Grauwackenzone stellen bedeutsame Flächenanteile innerhalb der Glemmtal-Einheit. Aufgrund ihrer Verwitterungsbeständigkeit bilden sie die Gipfel im Talschluss des Glemmtals (Kitzstein, Teufelssprung, Gamshag), den Geißstein bei Stuhlfelden, den Kleinen Rettenstein beim Paß Thurn, aber auch die Berge im Talschluss von Schwarzleotal und Pletzergraben (Bischof, Ranken, Hoher Mahdstein). Ihre vulkanologische Vielfalt wurde bei der gründlichen vulkanologischen und geochemischen Bearbeitung durch SCHLÄGEL-BLAUT (1990) deutlich. Im Vergleich mit rezenten Vulkanprovinzen gelang es Pillow- und Schichtlavastapel, Ganggesteine, verschiedene Varianten von basaltischen Pyroklastika und epiklastische Umlagerungsprodukte zu identifizieren. Bei den Originalaufnahmen (1:10.000) wurden zahlreiche dieser Details berücksichtigt und, soweit es der Druckmaßstab zuließ, auch im vorliegenden Blatt dargestellt. Wesentliche Teile der Region „Glemmtal-Einheit Nordwest-Abschnitt“ werden ebenfalls von Metabasiten eingenommen. Mächtigere gabbroide Gänge geben Anlass zur wirtschaftlichen Nutzung als Hartstein in ausgedehnten Tagebauen (z.B. Hartsteinwerk Oberndorf).

Die biostratigrafische Einstufung der Metabasite gelang lediglich auf dem Nachbarblatt 123 Zell am See (Klingler Kar), wo Conodonten aus zwischengeschalteten Karbonatbändern eindeutig ein unterdevonisches Alter belegen. Auch für andere mit dünnen Karbonaten vergesellschaftete Vorkommen erscheint diese Einstufung plausibel, auch aufgrund der geologischen Kartierung und des Strukturmodells (gesamter Bereich des Glemmtals).

Direkte Datierungen durch physikalische Altersbestimmung liegen auf Blatt 122 Kitzbühel bisher nicht vor. Eine lithologische Korrelation mit datierten Vorkommen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger macht für die Metabasite nördlich von Kitzbühel ein ordovizisches Alter sehr wahrscheinlich (SCHAUDER, 2002). Es ist daher von mehreren Phasen von basaltischem Magmatismus auszugehen (Kap. 5.1.2).

Dieses Problem wird für die westlich anschließenden Kartenblätter (121 Neukirchen am Großvenediger, 120 Wörgl) weiter zu diskutieren sein.

Im vorderen Glemmtal, aber auch östlich von Maishofen (Kartenblatt 123 Zell am See) dominieren eindeutig die Laven. Sie bilden mächtige zusammenhängende Abfolgen von Pillowbasalten und Schichtlaven (z.B. 150 m am Ratzen oder auch Lagen geringerer Mächtigkeit (Zehnermeter), die aber lateral weit verfolgbar bleiben. Die auftretenden Intrusiva sind hier ausnahmslos als Lagergänge ausgebildet, ihre Mächtigkeit überschreitet selten 2 m, Maximalwerte liegen bei 10 m. An der helleren Farbe, dem splittrigen und scharfkantigen Bruch der Laven und am Feldspatreichtum der Gänge lässt sich ein höherer Anteil an intermediären Magmatiten bereits im Gelände erkennen (vgl. auch Geochemie des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen). Pyroklastika sind hier nur sehr untergeordnet vorhanden. **Etwa zwischen Leogang und dem Glemmtal** (Kartenblatt 123 Zell am See) finden sich mehrere gering mächtige, **im Bereich des Weikersbacher Köpfels** auch größere zusammenhängende gabbroide Intrusivgesteinskörper. **Der weiter westlich und südwestlich anschließende Bereich des mittleren Glemmtales** (Kartenblatt 123 Zell am See) ist von vielen einzelnen, meist kleinflächigen Vorkommen geprägt. Basaltische Laven überwiegen hier gegenüber den Intrusivgesteinen; Pyroklastika wurden nur bereichsweise aufgefunden. So konnten z.B. **am Zwölferkogel und am Maurerkogel** zwei mächtige Pillowbasaltabfolgen (230 m, 100 m) ausgeschieden werden. Als Intrusiva sind überwiegend Lagergänge vorzufinden, deren Mächtigkeit immer unter 3 m liegt.

Detaillierte Untersuchungen zur Vulkanologie und Geochemie der Metabasit-Gruppe erfolgten durch SCHLAEGEL-BLAUT (1990). In dieser monografischen Arbeit werden vulkanologisch-geochemische Detailprofile vorgelegt, etwa vom Zwölferkogel oder vom Geißstein (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990: 47ff.).

Oftmals aufgefundene **metamorphe Pillowbasalte** beweisen subaquatische Eruptionen und deuten auf niedrige bis mittlere Eruptionsraten hin. Als Relikte erhaltene Glasränder spiegeln dabei eine schnelle Abkühlung wider. Gleichbleibende Pillowgrößen und Mangel an Sedimenten zwischen den Pillows sprechen für konstante Eruptionsbedingungen (gleichbleibende Viskosität, flache Hangneigung, kontinuierliche Förderung, siehe STAUDIGEL, 1981). Die ausschließlich aus annähernd gleich großen Pillows aufgebauten Metabasalte des Geißsteingebietes sind somit das mustergültige Modell von submarinen Eruptionen mit gleichbleibender Viskosität und kontinuierlicher, mittlerer Förderrate bei flacher Hangneigung. Art und Anzahl der Blasen Hohlräume ändern sich innerhalb mancher Abfolgen gesetzmäßig. Dies spielt nach STAUDIGEL (1981) für die Abschätzung von Eruptionstiefen eine wichtige Rolle. Für die von HEINISCH (1986) als Beispiel herausgegriffenen Metabasalte des Geißstein wird anhand der Art und der Verteilung der Gasblasen innerhalb der Pillows, im Vergleich mit Daten aus rezenten Vulkangebieten, eine Eruption in ca. 550 m Wassertiefe (Liegendpartien) bis 300 m Wassertiefe (Hangendpartien) angenommen. Der weitere Vergleich des von Pyroklastika und epiklastischen Vulkaniklastiten überlagerten Pillowbasaltstapels des Geißstein mit Daten vom basalen Komplex von La Palma (STAUDIGEL, 1981) macht die Ähnlichkeit der untersuchten Profile mit Abfolgen aus dem Frühstadium eines „Seamounts“ deutlich (Tafel 6/ Fig. 2).

Andere Teile der angetroffenen Metabasalte werden als **ehemalige Schichtlavaströme** interpretiert. Unter Schichtlaven versteht man massige Basalte, die als Lavadecken ausgeflossen sind und in der Regel flachere Vulkanbauten als Pillowlaven bilden. Sie werden als Hinweis auf hohe Eruptionsraten gewertet (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Im Arbeitsgebiet treten metamorphe Schichtlaven nur untergeordnet auf, wobei sie stets Wechsellagerungen mit metamorphen Pillowlaven bilden, wie

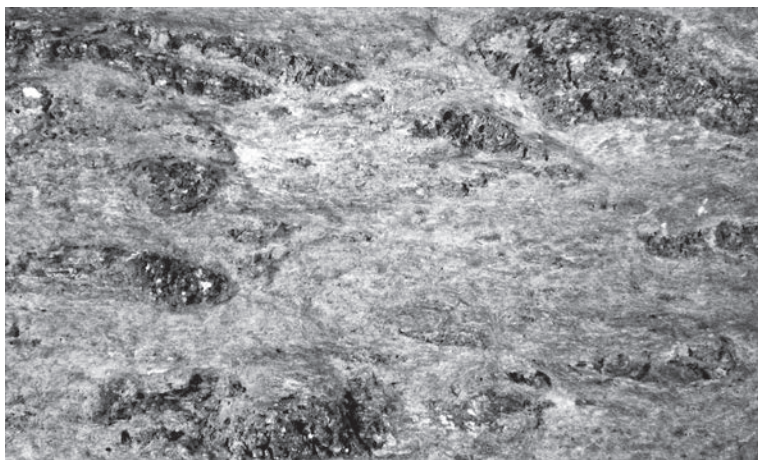


Abb. 18.

Hochblasige Bimslapilli in feinen Aschenlagen. Rezente Verwitterung führte zur perfekten Wiederherstellung des vulkanischen Reliktgefüges. Hohe Porosität beweist eine flachmarine bis subaerische Phase des basaltischen Geißstein-Seamounts, Achental Alm. Bildbreite: 20 cm. Foto: H. HEINISCH.

etwa im Bereich des Maishofener Basalt-Sill-Komplexes (vorderes Glemmtal) zu beobachten ist. Diese mächtigeren Schichtlavaströme sind in ihrem zentralen Bereich meist holokristallin ausgebildet und im Handstück nur schwer von feinkörnigen gabbroiden Lagergängen unterscheidbar.

Im hinteren Saalachtal und auch im Umfeld des Geißstein treten **Pillowfragment-Brekzien** auf (HABERBOSCH, 1985), die aus bis zu dm-großen, teils eckigen, teils gerundeten Komponenten bestehen. Die Komponenten sind teils blasig, teils mit reliktischem porphyrischem Gefüge ausgestattet (Chloritpseudomorphosen). Im Vergleich mit rezenten marinen Pillowvulkanen lässt sich ihre Entstehung einerseits durch die Implosion von Pillows bei der Abkühlung (eckige Fragmente) erklären. Sie können aber andererseits auch durch Erosions- und Umlagerungsprozesse in Flankenposition von Seamounts als Bildungsmechanismus entstehen. Im ersten Fall ergibt sich eine Nachbarschaft bis Wechsellagerung zu Pillowstapeln, im zweiten Fall können die Gesteine durch Massflow-Mechanismen auch in distalere Positionen gelangen und marinen Sedimenten zwischengelagert sein (Tafel 5/Fig. 1).

Wichtig für die genetische Interpretation des Basalt-Vulkanismus sind auch **metamorphe Lapillituffe**. Die Bezeichnung Metalapillituff wurde für Gesteine mit einem Komponentenanteil von 20–60 % angewandt (der Rest ist Matrixanteil). Überwiegend konnten vulkanogene Fragmente beobachtet werden, sedimentäre Klasten waren sehr selten. Prächtige Aufschlüsse dieses Gesteins wurden u.a. von der Achental Alm aus dem Gebiet nahe des Geißstein bekannt. Es handelt sich um schwach metamorphe poröse Lapilli von graugrüner Farbe (mittlere Größe 5x2 cm, maximale Größe 43x10 cm), die in eine dunkelgrüne, feinkörnige bis dichte Matrix eingelagert sind (Abb. 18). An Verwitterungsflächen treten die Lapilli hervor, sie sind also relativ härter als die umgebende Grundmasse. Ihre Einregelung parallel zur Schichtung und eine leichte Auslängung in dieser Richtung sind zu beobachten

Durch die rezente Verwitterung wurden die Lapilli perfekt herauspräpariert, so dass sich eine erstaunliche Übereinstimmung mit dem Aussehen moderner Lapil-

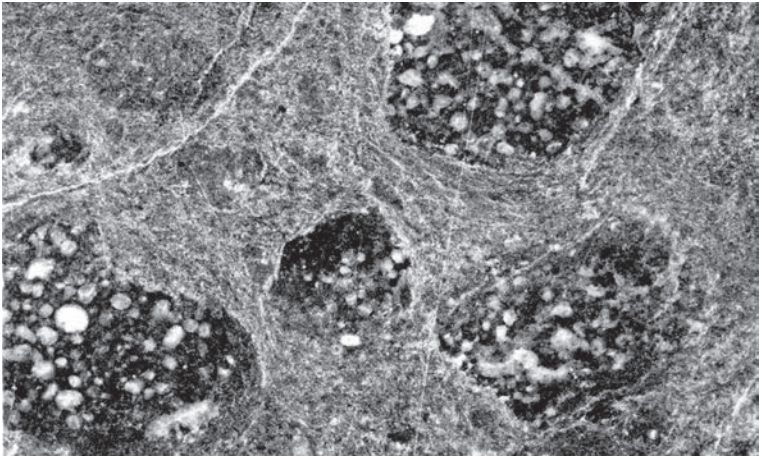


Abb. 19.

Bimslapilli mit nahezu kreisförmigen Blasenfüllungen aus Kalzit. Hohe Porosität beweist eine flachmarine bis subaerische Phase des basaltischen Geißstein-Seamounts, Achental Alm. Bildbreite: 8 cm. Foto: H. HEINISCH.

lituffe ergibt. Die ehemaligen Hohlräume innerhalb der Lapilli sind mit Sekundärmineralen gefüllt (vorwiegend Kalzit, untergeordnet Albit und Quarz). Die Poren sind annähernd kreisförmig, ihr Durchmesser liegt bei 0,5 bis 2 mm. Etwa 80 Vol. % der Lapilli bestehen aus derartigen Hohlräumen. Die Lapilli können daher als „Bimse“ bezeichnet werden (Abb. 19).

Die schwach metamorphen Lapillituffe der Achental Alm wurden in der Nachbarschaft der mächtigen Pillowabfolge des Geißstein gefunden. In diesem Zusammenhang könnten die eben beschriebenen Gesteine als Zeugen einer explosiven Phase im Entwicklungsprozess hin zum flachmarinen Stadium eines hypothetischen „Geißstein-Seamounts“ angesehen werden. In ähnlichem Kontext können auch, durch Dünnschliffuntersuchungen nachgewiesen, **Metahyaloklastite** gesehen werden, wie sie an der Pfefferalm bei Hinterglemm auftreten. Säume aus Erzpigment zeichnen einzelne, devitrifizierte Glasbruchstücke nach, die nur im einfach polarisierten Licht sichtbar sind. Deren typische Formen (konkave, flächige Bruchstücke) entsprechen denen, die beim Aufplatzen von Gasblasen entstehen.

Die Vulkanitkomplexe werden in vielfältiger Weise von Gabbros intrudiert. Je nach Abkühlungsbedingung zeigt sich eine Variabilität von richtungslos körnigen Tiefengesteinsgefügen bis zu porphyrischen Gefügetypen. Es dominieren Lagergänge, es treten aber auch vertikale Gänge und stockförmige Intrusionen auf (Abb. 20, Tafel 5/Fig. 2).

Hinweise für Auftauchstadien ergeben sich durch den Fund ideal elliptisch gerundeter Komponenten aus basaltisch-gabbroidem Material, wie im Raum Uttendorf, Forststraße zur Sonnenberghütte (SLUITNER, 1985). Sie können als **Strandgerölle** interpretiert werden. Zusammen mit den blasigen Bimsen als Beleg für explosive Stadien ergibt sich somit das Bild temporär aus dem flachmarinen Milieu auftauchender basaltischer Inselvulkane.

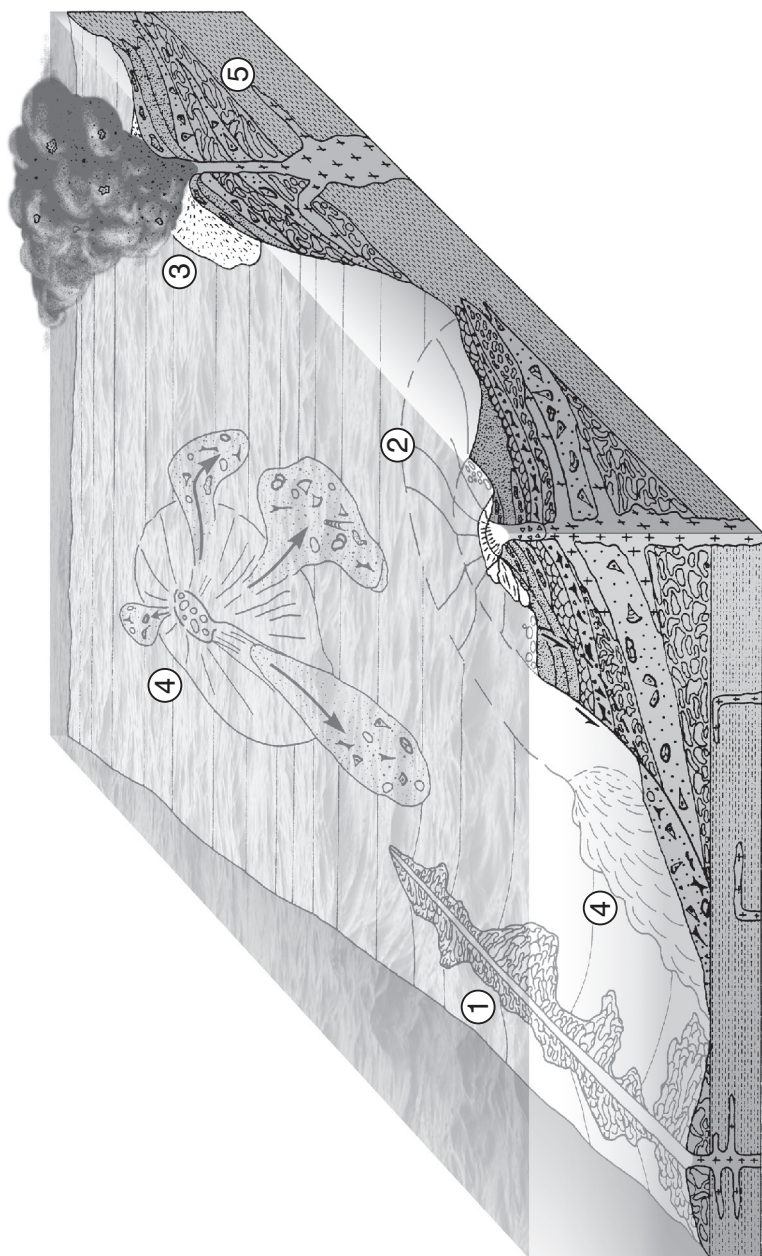


Abb. 20.

Vulkanologische Interpretation der Metabasalt-Folgen. Vergleiche mit rezenten marinen Basalt-Provinzen ergaben mit der Entwicklung von überwiegend flachmarinen Seamounts übereinstimmende Details (nach HEINISCH, 1986; SCHLAEGEL-BLAUT, 1990, verändert). 1: submarine

Zusammenfassende Vergleiche mit rezenten Vulkanprovinzen machen deutlich, dass die Metabasit-Gruppe in marinem Milieu entstand. Der Hauptteil der Gesteine zeigt überzeugende Ähnlichkeiten mit flachmarinen Ablagerungen an Seamounts, kurz vor oder während des Auftauchstadiums. Wesentlich ist hierbei der erhebliche Anteil an Pyroklastika und Epiklastika im Vergleich zu Pillowlaven, zusammen mit den lokal aufgefundenen Strandgeröllen und proximalen subaerischen Schlackenablagerungen (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Eine Ausnahme bildet der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen am Nachbarblatt 123 Zell am See. Hier belegen Pillowstapel und Schichtlaven, weitgehend ohne pyroklastische Einschaltungen, ein tieferes marines Stadium.

Die geochemischen Untersuchungen zeigen eine durchgehende kräftige Alteration mit Stoffverschiebungen im Haupt- und Spurenelementbereich. Erst Seltene Erden-Elementmuster belegen zweifelsfrei, dass es sich für den Faziesraum Hinteres Glemmtal, Geißstein, Mahdstein um eine Intraplatten-Alkali-Provinz handelt (etwa wie heute die Kanarischen Inseln). Der Faziesraum Maishofen kontrastiert auch geochemisch und weist tholeiitischen Charakter auf. Eine Gesamtübersicht zur Geochemie der Gesteine findet sich in SCHLAEGEL-BLAUT (1990: 76–100).

Geochemische Untersuchungen von Metabasitvorkommen westlich des Kartenblattes, die von SCHAUDER (2002) und SCHWARZER (2004) durchgeführt wurden, zeigen auch hier basaltischen Intraplatten-Chemismus. Dies sind die Vorkommen mit geochronologisch fixiertem ordovizischem Alter. Die ordovizischen Metabasite aus dem nördlichen Abschnitt der Glemmtal-Einheit (nördlich Kitzbühel) lassen sich also weder vulkanologisch, noch geochemisch von den devonischen Vorkommen des Glemmtals unterscheiden.

5.1.7. Paläomagnetik

Wesentliche Erkenntnisse zur erdgeschichtlichen Gesamtsituation ergeben sich aus paläomagnetischen Daten. Diese wurden auf dem Kartenblatt und angrenzenden Gebieten erarbeitet. Von 27 Probenpunkten wurden zahlreiche Bohrkerne gewonnen, die den gesamten stratigrafischen Umfang der Schichtenfolge abdecken (SCHÄTZ et al., 2002). Probenlokalitäten waren: Geißstein, Bischof, Zwölferkogel, Wildseeloder und südlich anschließende Lokalitäten in der Hochhördler Schuppenzone. Als paläomagnetisch nutzbar erwiesen sich die silurischen Karbonate (u.a. Klingler-Kar-Formation, **48**, **49**, **63**) und die devonischen Metabasaltkomplexe, insbesondere Pillowlaven (**55**) und Gabbrogänge (**57**). Nach Überwindung großer methodischer Schwierigkeiten durch zahlreiche Remagnetisierungen gelang es SCHÄTZ et al. (2002), stabile Remanenzen für Proben aus dem Silur und Devon zu erhalten. Es ist allgemein akzeptiert, dass das heutige Ostalpin und damit auch die Grauwackenzone im Kambrium und frühen Ordovizium Teil des Gondwana-Nordrandes waren. Für das mittlere bis späte Silur ergeben sich Paläobreiten von 47° S, für das Mitteldevon von 24° S. Damit liegt der Ablagerungsraum der Grauwackenzone jeweils signifikant weiter südlich als die Armorikanische Terran-Gruppe. Inner-

Spalteneruptionen und Pillowvulkane mit Schichtlaven und blasenarmen Tiefwasserpillows (Bereich Maishofen auf Blatt 123 Zell am See). **2:** Wachstum von Seamounts mit Flachwasserpillows, Pillowfragmentbrekzien und Hyaloklastiten (u.a. Bereich hinteres Glemmtal). **3:** Dokumentation von Auftauchphasen durch hochblasige Bimse und hohe Anteile von Aschen in den Profilschnitten. **4:** Nachweis der Bildung von Brandungsplattformen durch Strandgerölle, Abtragung durch submarine Schlammlströme, die hohe Mengen an turbiditisch umgelagerten Tuffiten liefern. **5:** subvulkanische Intrusivgesteine, überwiegend Lagergänge (Sills), untergeordnet vertikale Gänge (Dikes). **2 bis 5** sind u.a. ausgebildet am Geißstein (2.363 m), im Bereich Hinteres Glemmtal, am Mahdstein und am Bischof, siehe auch Tafel 5 und 6.

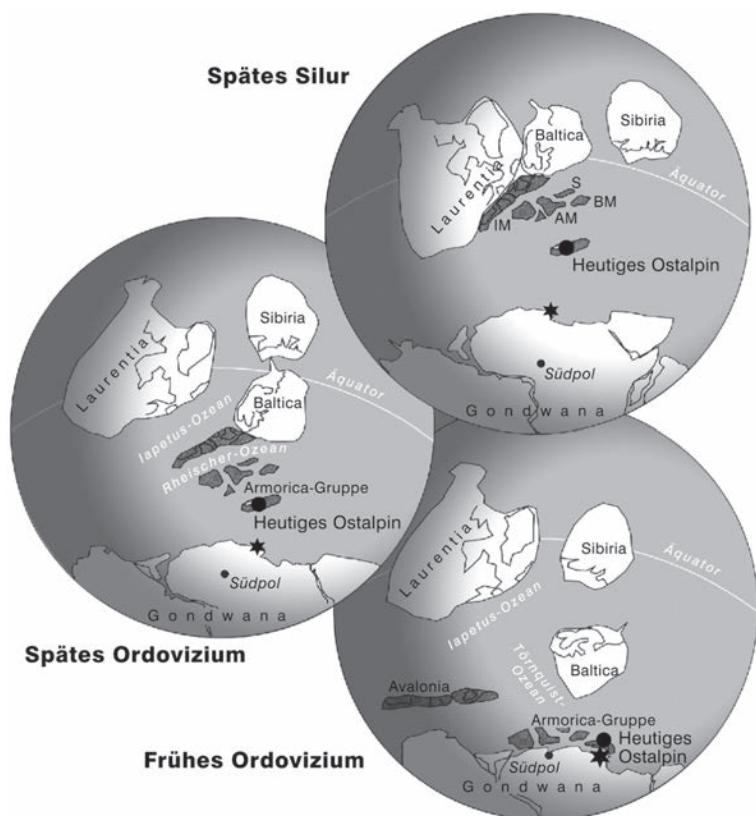


Abb. 21.

Lage des Bildungsraums der Grauwackenzone (Punkt) nach paläomagnetischen Daten von SCHÄTZ et al. (2002). Eine Terrane-Collage spaltet im Laufe des Paläozoikums vom Nordrand Gondwanas ab und bewegt sich nordwärts Richtung Laurentia/Baltica. Das heutige Ostalpin und damit auch die Grauwackenzone nehmen dabei eine eigenständige Position ein. Einer südpolnahen Position im Ordovizium folgen tropische Breiten ab dem Silur mit Einsetzen der Karbonatproduktion. Die Daten widersprechen dem Umstand, dass bis in das Karbon Detritus von Gondwana in das Turbiditbecken der Glemmtal-Einheit gelangt. Dies erfordert eine Position näher am Gondwana-Nordrand (Stern; siehe Kap. 5.1.8). AM: Armorikanisches Massiv, BM: Böhmisches Massiv, IM: Iberisches Massiv, S: Saxo-Thuringia.

halb der Großfamilie der Peri-Gondwana-Terrane wurde daher die Definition eines eigenständigen ostalpinen Terrans notwendig (SCHÄTZ et al., 2002), wie es schon ohne paläomagnetische Beweise von früheren Autoren gefordert wurde (NEUBAUER & FRISCH, 1988; ZIEGLER, 1990; SCHÖNLAUB, 1992; LÄUFER et al., 2001). Durch die paläomagnetischen Daten wird eine sehr rasche Norddrift der Ablagerungsräume von südlichen Breiten in äquatoriale Richtung im Laufe des Paläozoikums belegt (Abb. 21). Eine unabhängige Bestätigung erfährt dies durch die Entwicklung der Sedimente, denn in der Wildseeloder-Einheit bildete sich ab dem höheren Silur, mit Schwerpunkt im Devon, eine Karbonatplattform mit Flachwasserdolomiten und Riffgesteinen aus. Unklar ist nach wie vor die Paläoposition des Gondwana-Nord-

randes im betrachteten Zeitraum. Dies wird im folgenden Kapitel weiter diskutiert. Bei der Herausbildung des Superkontinents Pangäa mit der endgültigen Kollision von Gondwana, Peri-Gondwana-Terranen und Europa im Karbon hatte der Ablagerungsraum Äquaturnähe erreicht.

5.1.8. Provenienzanalyse

Erhebliche Flächen des Kartenblattes und der gesamten Grauwackenzone werden durch siliziklastische Metasedimente eingenommen. Der Detritus enthält paläogeografische und geodynamische Informationen. Um Details zum Hinterland als Schuttlieferant und zur paläogeografischen Situation vom Ordovizium bis in das Karbon zu erhalten, wurde die Methode der Provenienzanalyse eingesetzt. Von PANWITZ (2006) wurden die Metasandsteine des Kartenblattes und angrenzender Gebiete stratigrafisch kontrolliert beprobt. Bevorzugt wurden gröber körnige Meta-Grauwacken der Schattberg-Formation mit gut erhaltenen Sedimentstrukturen ausgewählt. Zum Vergleich wurden auch Proben aus stratigrafisch gut definierten

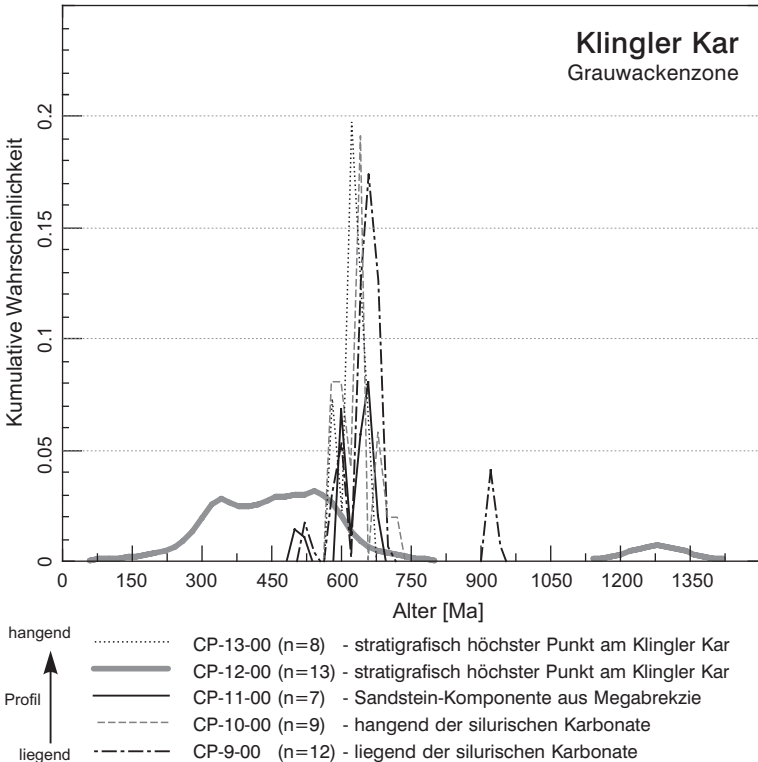


Abb. 22.
Provenienzanalyse von Löhnersbach-Formation (CP-9) und Schattberg-Formation (übrige Proben) anhand von Ar/Ar-Altersdatierungen an Einzelkörnern detritischer Muskovite (PANWITZ, 2006) von der Typlokalität Klingler Kar (Blatt 123 Zell am See; aus PANWITZ, 2006, verändert). Kumulative Wahrscheinlichkeit nach MANDEL (1964).

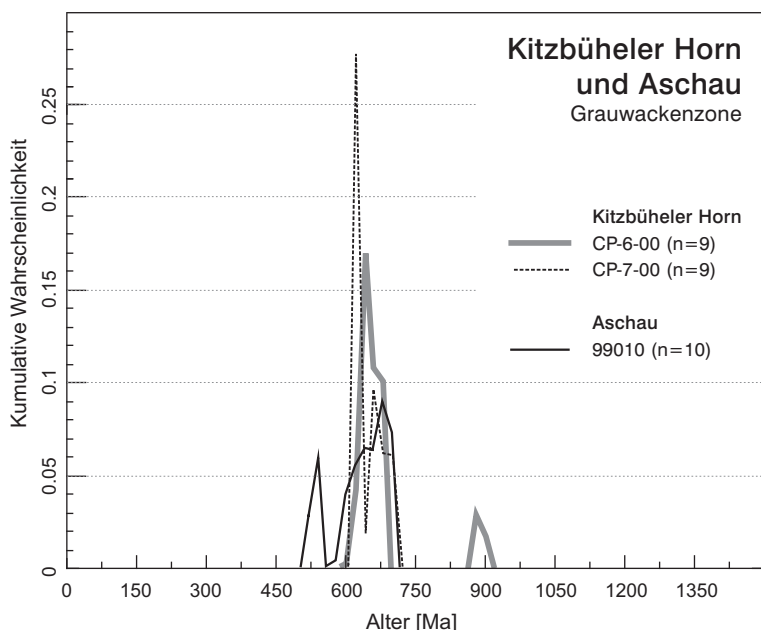


Abb. 23.

Provenienzanalyse von Löhnersbach-Formation und Schattberg-Formation anhand von Ar/Ar-Altersdatierungen an Einzelkörnern detritischer Muskovite (PANWITZ, 2006) von den Lokalitäten Kitzbüheler Horn und Aschau (Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger; aus PANWITZ, 2006, verändert). Kumulative Wahrscheinlichkeit nach MANDEL (1964).

Profilen der Karnischen Alpen (Südalpin) und aus dem winkeldiskordant folgenden Perm miteinbezogen. Insgesamt kamen 50 Proben von Meta-Sandsteinen und Sandsteinen zur Untersuchung. Nach Anwendung der klassischen Methoden der Sandstein-Petrografie wurden die detritischen Hellglimmer mit REM und Elektronenmikrosonde auf ihren Chemismus untersucht und 25 Proben zur Altersbestimmung mit der Ar/Ar-Lasertechnik ausgewählt. Es wurden 271 Ar/Ar-Altersdaten an Einzelkörnern gewonnen (PANWITZ, 2006).

Die Mikrosonden-Daten zur Glimmerchemie zeigen für die Detritusglimmer keine geochemische Variation in Abhängigkeit vom Sedimentationsalter. Es handelt sich durchwegs um Muskovite. Da Phengite (echte Hochdruckglimmer) fehlen, sind hochdruckmetamorphe Abfolgen im Liefergebiet auszuschließen. Dies widerspricht der geforderten Position des Ablagerungsraumes der Grauwackenzone an einem aktiven Kontinentalrand (HÖLL & MAUCHER, 1976; VON RAUMER, 1998; VON RAUMER et al., 2002).

Die Ar/Ar-Altersdaten zeigen überwiegend neoproterozoische Alter zwischen 800 und 600 Ma. Untergeordnet sind auch mesoproterozoische, kambrische und ordovizische Muskovite enthalten. Der älteste detritische Muskovit stammt aus einer Probe der Schattberg-Formation mit 1,28 Mrd. Jahre. Die Histogramme zeigen im Folgenden exemplarisch die ermittelten Detritusalter (Abb. 22–24).

Überraschend zeigte sich, dass diese proterozoisch-altpaläozoische Altersverteilung der Detritusglimmer über die gesamte stratigrafische Spannweite der Turbidit-

Sedimentation gleich bleibt. Daraus folgt, dass die Turbidite der Grauwackenzone über den gesamten Bildungszeitraum vom Ordovizium bis zum Karbon, ihren Detritus aus derselben Quelle bezogen. Es handelt sich um ein kontinentales Hinterland, das in magmatische und regionalmetamorphe Provinzen gegliedert war. Aufgrund der Altersmuster handelt es sich zweifelsfrei um den panafrikanisch/cadomisch geprägten Gondwana-Nordrand.

Da Hochdruckglimmer fehlen und auch keine Gesteinsklasten intermediärer Vulkanite bekannt sind, kann für den gesamten Zeitraum auch die Existenz eines aktiven Kontinentalrandes im Liefergebiet ausgeschlossen werden.

Eine interessante Ausnahme zeigt eine Probe aus der Schattberg-Formation in stratigrafisch hoher Position. In diesen stratigrafisch jüngsten Ablagerungen treten detritische Muskovite mit einem Alter von 330 Ma (Karbon, Viseum) auf. Dies bestätigt die Vermutung, dass die Sedimentation der Grauwacken und Tonschiefer mindestens bis in das Karbon (Viseum) anhält und definiert somit die stratigrafische Obegrenze des gesamten Schichtstapels neu (Abb. 23).

Erst in den Abfolgen des Perm, oberhalb der Winkeldiskordanz, also in der Basisbrekzie und der folgenden Gröden-Formation, zeigen die Detritusglimmer eindeutig und ausschließlich ein variszisch geprägtes Liefergebiet. Es ist daher postkollisional von einem Wechsel der Schüttungsrichtung von Süden (Gondwana) nach Norden, aus der rasch aufsteigenden variszischen Achsialzone auszugehen (PANWITZ, 2006; Falttafel 2). Die jüngsten Detritusglimmer aus der Basisbrekzie (42) ergaben Alter von 281 Ma (frühes Perm). Die Schichtlücke zwischen den jüngsten Grauwacken und der Basisbrekzie umfasst damit maximal 50 Ma (330–281 Ma).

Für die Beurteilung der geodynamischen Gesamtsituation, die Rekonstruktion des Ablagerungsraums und seine plattentektonische Entwicklung sind diese Daten außerordentlich wertvoll und setzen in gewisser Weise einen Schlussstrich unter das Modellbild vom alpinen Paläozoikum des nun folgenden Kapitels.

5.1.9. Geodynamik und Paläogeografie in 9 Phasen (Falttafel 2)

Neoproterozoikum bis Unterordovizium (Phase 1 mit Fig. 1, 2)

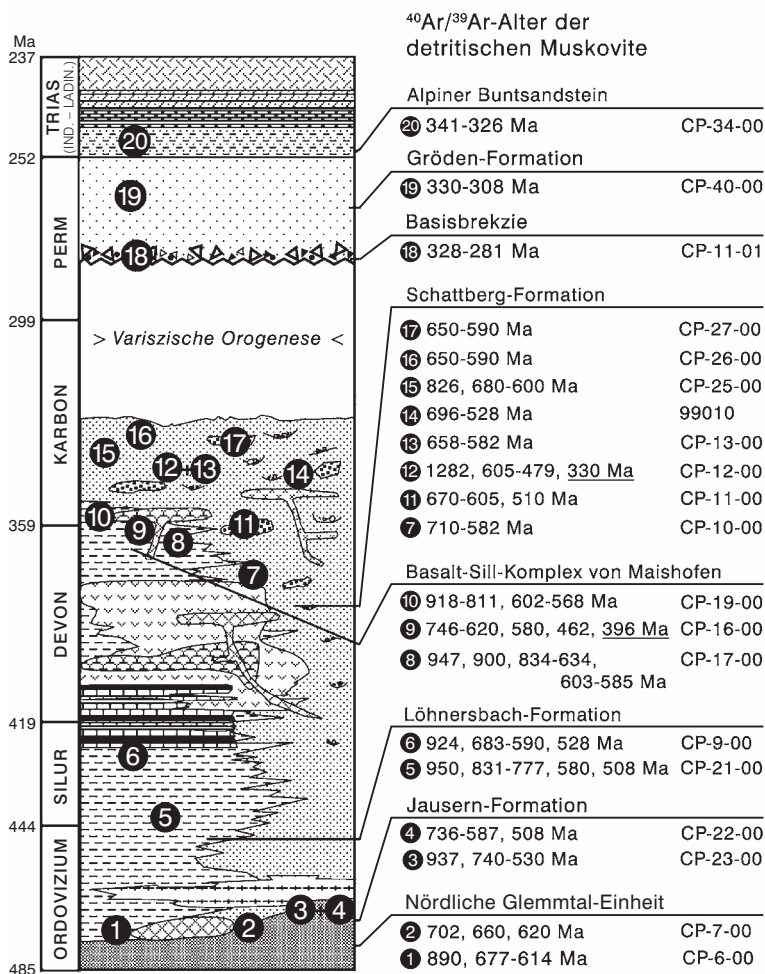
Die geologische Geschichte beginnt am Nordrand Gondwanas und damit in der Nähe des Südpols. Eine Vereisungsphase (Cryogenium bei 635 Ma, COHEN et al., 2013) wirkt sich aus. Die Polnähe erklärt die komplette Karbonatfreiheit der siliziklastischen siltig-sandigen Ablagerungen zu Beginn der stratigrafischen Abfolge.

Extension am Gondwana-Nordrand ist allgemein anerkannt (HEINISCH, 1986; NEUBAUER & VON RAUMER, 1993; VON RAUMER, 1998) und durch das Wegdriften einzelner Terrane (Avalonia, Armorica) bewiesen. Diese plume-gesteuerte Krustendehnung führt zur Herausbildung von flachmarinen epikontinentalen Sedimentbecken, die mit karbonatfreien Siliziklastika gefüllt werden.

Unter- bis Mittelordovizium (Phase 2 mit Fig. 3, 4)

Avalonia und Armorica haben sich von Gondwana getrennt und driften nach Norden. Im Ablagerungsraum der Grauwackenzone setzt basaltischer Intraplatten-Vulkanismus ein. Im Zeitraum von 474–469 Ma werden Alkalibasalte gefördert, die chemisch und isotopengeochemisch mit Magmatiten einer kontinentalen Riftzone über einem Hot-Spot identisch sind (SCHAUDER, 2002). Aus den umrahmenden siliziklastischen Gesteinen wurden Detritusglimmer datiert, die Ar/Ar-Eduktalter von 890–620 Ma ergeben (PANWITZ, 2006). Der klare paläogeografische Bezug zu einem panafrikanischen Liefergebiet ist also gegeben.

Postvariszikum



Mittel- bis Oberordovizium (Phase 3 mit Fig. 5)

Hoher Wärmestrom führt zur partiellen Anatexis kontinentaler Kruste, es erscheinen die felsischen, überwiegend alkalirhyolithischen Vulkanite der Blasseneck-Porphyroide. Je nach Position extrudieren diese entweder als mächtige Ignimbritdecken flachmarin bis subaerisch, oder sind nur als distale ashflows oder marin umgelagerte Tuffite dokumentiert (HEINISCH, 1981a, b, 1986). Es liegen Altersdaten von 460 Ma (SÖLLNER et al., 1997), 455 Ma (SCHAUDER, 2002) und 456 Ma (BLATT, 2013a, b) vor.

Prävariszikum Grauwackenzone



Kalk /
Kalkmarmor



Lydite

Klastische Sedimentgesteine



Brekzien



Tonschiefer



Kalkkonglomerate



Schattberg-
Formation



Löhnersbach-
Formation



Jausern-
Formation

Magmatische Gesteine



Mafische Tuffe
und Tuffite



Pillowbasalte



Dioritische
Gänge



Mafische
Magmatite



Blässeneck-
Porphyr

Abb. 24.

Zusammenfassung der Ergebnisse der Provenienzanalyse von Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation und postvariszischer Überlagerung. Die Ar/Ar-Alter der Detritusglimmer sind charakteristisch für ein panafrikanisches Liefergebiet (Gondwana-Nordrand). Der Schwerpunkt der Daten liegt bei 670–640 Ma, aber auch mesoproterozoische Alter (um 1.280 Ma) kommen vor. Im obersten Teil der Abfolge (Probe CP-12) erscheinen erste variszisch gebildete Glimmer, welche das Sedimentationsende ins Karbon verlagern.

Das Liefergebiet der postvariszischen Rotsedimente ist ausschließlich variszisch geprägt. Auszugehen ist von einem Wechsel der Schüttungsrichtung mit ausschließlicher Sedimentzufuhr aus der variszischen Kordillere im Norden. Die jüngsten Detritusglimmer aus der Probe CP-11, Basisbrekzie, haben ein Alter von 281 Ma. Dies definiert das Maximalalter des Sedimentationsbeginns im Perm (Kap. 5.3).

Aktuelle Untersuchungen zeigen, dass die Gesteine geochemisch identisch und in engen Grenzen altersgleich mit den Augengneisen des Kartenblattes sind (456 Ma; BLATT, 2013a, b). Die Augengneise werden daher als subvulkanische bis plutonische Äquivalente der Porphyroide angesehen (Fig. 5). Die oberordovizische Vereisung bei 450 Ma ist nicht dokumentiert. Der dadurch induzierte Meeresspiegel-Tiefstand könnte gegebenenfalls für Erosionsdiskordanzen und Brekzienbildungen am Top der Ignimbrit-Decken (Porphyroide) mitverantwortlich sein.

Silur bis Unterdevon (Phase 4 mit Fig. 6)

Fortschreitende Faziesdifferenzierung führt zur Bildung zweier getrennter Ablagerungsräume, die später als Deckeneinheiten nebeneinander zu liegen kommen werden: Es entsteht das Turbiditbecken der Glemmtal-Einheit und die Karbonatplattform der Wildseeloder-Einheit.

Nach Bildung von kieseligen Gesteinen, Schwarzschiefern und bituminösen Karbonaten im Silur entwickeln sich bankige helle Karbonatgesteine. Die Grauwackenzone befindet sich mittlerweile auf einer Paläobreite von 47° S mit rascher Wanderung Richtung Äquator. Damit verbessern sich die Bedingungen für die Bildung von Riffen und lagunären Dolomiten (Spielbergdolomit) – bevorzugt über den mächtigen Ignimbrit-Plateaus.

Die Turbidite der Glemmtal-Einheit (Löhnersbach- und Schattberg-Formation) entstammen eindeutig einem passiven Kontinentalrand (HEINISCH, 1986). Der klastische Detritus stammt nach wie vor aus panafrikanischer kontinentaler Kruste. Ar/Ar-Glimmeralter haben ein Spektrum von 950–508 Ma (PANWITZ, 2006).

Bemerkenswerterweise ist karbonatischer Detritus extrem selten. Wildseeloder-Einheit und Glemmtal-Einheit waren also paläogeografisch getrennt.

Oberstes Unterdevon bis Mitteldevon (Phase 5 mit Fig. 7)

Die Ausdünnung der kontinentalen Kruste dauert an. Erneut tritt basaltischer Vulkanismus auf. Dieser ist kräftig und führt zur Ausbildung einzelner, noch heute

rekonstruierbarer Seamount-Bauten (Geißstein), sogar Auftauchstadien sind nachweisbar (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Das Turbiditbecken ist ausdifferenziert, proximale Teile nehmen gröber klastisches Material auf, einzelne olistholithische Gleitungen ereignen sich sowohl vom Canyonrand als auch von den Flanken der basaltischen Seamounts. Der Chemismus dieser basaltischen Magmatite ist alkalibasaltisch, wiederum gesteuert durch Hot-Spot-Prozesse. Die Ar/Ar-Glimmeralter beweisen nach wie vor den panafrkanisch geprägten Kontinent (Gondwana) als Liefergebiet für die Turbidite (710–510 Ma; PANWITZ, 2006). Die Grauwackenzone liegt auf 25° S (SCHÄTZ et al., 2002).

Oberdevon bis Unterkarbon (Mississippium) (Phase 6 mit Fig. 8)

Der Ablagerungsraum wird durch synsedimentäre Tektonik instabil. Die Karbonatsedimentation der Wildseeloder-Einheit endet. Geringmächtige Tonschieferlagen, z.T. kieselig, belegen das Absinken der Sedimente auf dem Außenschelf. Es sind keine oberdevonischen Gesteine auf der Karbonatplattform nachweisbar. Infolge der ausgedünnten Kruste kommt es im Riftbecken nochmals zu magmatischer Aktivität, es entsteht der tiefer marine Basalt-Sill-Komplex von Maishofen (Blatt 123 Zell am See) mit mafischen Pillowlaven, Sills und dioritischen Gängen mit tholeiitischer Geochemie (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Detritische Muskovitalter aus den zwischengeschalteten Siliziklastika variieren zwischen 947 Ma und 396 Ma (PANWITZ, 2006).

Unterkarbon (Mississippium) (Phase 7 mit Fig. 9)

Das Turbiditbecken wird deutlich tiefer, der Kontinentalhang steiler. Es kommt regional zu *coarsening upwards*. Damit greift die proximale Schattberg-Formation über die Ablagerungsräume, beispielsweise auch der Klingler Kar-Tiefschwelle, hinweg. Außerdem kommt es aus dem Gebiet der Wildseeloder-Plattform zunehmend zur Ausbildung olistholithischer Gleitmassen. Schollen von Flachwasserdolomiten liegen isoliert in Turbiditen der Schattberg-Formation. Die abgesunkene Karbonatplattform zerbricht fortschreitend. Vermutlich findet diese Entwicklung noch im *passive-margin*-Stadium statt. Die beiden getrennten Ablagerungsräume nähern sich jedenfalls wieder durch beginnende variszische Konvergenz.

Die Detritusglimmer beweisen weiterhin den Eintrag siliziklastischen Schutts aus südlicher (Gondwana-)Richtung. In den höchsten stratigrafischen Positionen innerhalb der Schattberg-Formation treten nun zusätzlich vereinzelt Detritusglimmer mit Alter des unteren Karbon auf. Der Bereich der Grauwackenzone hat sich somit der variszischen Kollisionszone so weit angenähert, dass erster Schutt aus der aufsteigenden variszischen Kordillere von Norden in das Sedimentbecken gerät.

Die eigentliche Kollisionszone der armorikanischen Terran-Splitter (ATA) mit Suture zum Nordkontinent liegt jedoch deutlich weiter nördlich des Ablagerungsraumes der Grauwackenzone.

Wende Unter-/Oberkarbon – Variszische Kollision (Phase 8 mit Fig. 10)

Während des späten kollisionalen Stadiums wird der Raum des alpinen Paläozoikums zu einem südvergenten Vorland-Überschiebungsgürtel umgestaltet. Es entstehen die Deckenstapel von Wildseeloder-Einheit, Hochhörndler Schuppenzone, Glemmtal-Einheit, Innsbrucker Quarzphyllit und anderer variszischer Gesteine der Alpen.

Auch in der Kollisionsphase der variszischen Gebirgsbildung nahm die Grauwackenzone eine distale Position ein. So fehlen Belege für Inselbogensgesteine oder

Hochdruckmetamorphose. Die Gesteine blieben weitgehend unmetamorph und erreichten nie Temperaturen über 300 °C. Dies beweisen sowohl der Color-Alteration-Index (CAI) der Conodonten als auch die Messungen der Illit-Kristallinitäten (HEINISCH, 1986; HEINISCH et al., 1987b). Auch die gewonnenen Alter aus den Detritusglimmern beweisen, dass keine Öffnung des $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Isotopensystems erfolgt sein kann (PANWITZ, 1999; PANWITZ et al., 2000). Denn die Öffnungs-/Schließungstemperatur liegt für Hellglimmer bei etwa 400 °C (VON EYNATTEN & WIJBRANS, 2003). Dies erklärt auch die lokal gute Erhaltung von Sedimentstrukturen und Vulkanitgefügen. Es erscheint daher insgesamt sehr wahrscheinlich, dass sich die Grauwackenzone immer auf gedehntem Gondwana-Schelf befand und während der Variszischen Orogenese in hoher tektonischer Position als Vorland-Überschiebungsgürtel nach Süden auf Gondwana aufgeschoben wurde.

Oberkarbon/Perm bis Untertrias – postkollisionales Stadium

(Phase 9 mit Fig. 11)

Nach einer Schichtlücke, die maximal 50 Ma beträgt (PANWITZ, 2006), beginnt über der variszischen Winkeldiskordanz die Sedimentation der permischen Basisbrekzie. Sie enthält lokalen Abtragungsschutt, gelegentlich ist ein Paläorelief mit Paläokarst rekonstruierbar (z.B. Spielbergdolomit in roter Matrix, Wildseeloder). Darauf folgen die kontinentalen Rotsedimente der Gröden-Formation. Bereits in der Matrix der Basisbrekzie ist ein kompletter Wechsel in der Polarität des Sediment-Antransportes nachzuweisen. Dies gilt ebenso für die folgende Gröden-Formation und die Werfener Schichten der Untertrias. Die Detritusglimmer zeigen ausnahmslos variszische Alter zwischen 341 und 298 Ma. Sie stammen aus dem von Norden (STINGL, 1987a) geschütteten Abtragungsschutt variszischer bis postvariszischer Granite. Die variszische Kollisionszone wird zunehmend exhumiert, mit Freilegung tieferer Krustenregionen. Paläogeografisch ist hier der Südrand „Moldanubias“ als Teil der Armorikanischen Terran-Gruppe und natürlich auch der Raum der heutigen Hohen Tauern zu nennen (NEUBAUER et al., 1999). Im Perm befand sich die Grauwackenzone gemeinsam mit den Karnischen Alpen (LÄUFER et al., 2001) südlich der Einheiten in den heutigen Zentralalpen, denn die der variszischen Stapelungsrichtung entgegen gerichtete, nordwärtige alpidische Deckenstapelung lag noch in ferner Zukunft.

Mit dem Molassestadium mit Basisdiskordanz und grobklastischer Basisbrekzie wird der Beginn des neuen Sedimentationszyklus der späteren Nördlichen Kalkalpen (Tirolikum), in autochthoner Lagebeziehung zum Variszikum der Grauwackenzone, eingeleitet.

Zusammenfassung

Zusammenfassend ist der untersuchte Raum geotektonisch als gedehnter Schelf einzustufen, auf dem plume-gesteuert ein *aborted rifting* stattfand. Das Sedimentationsgebiet trennte sich nie komplett von Gondwana. Aus logischen Gründen ist indirekt die Forderung nach einer panafrikanisch-cadomischen Winkeldiskordanz an der Sedimentbasis zu stellen, da es sich um ein Terranfragment vom Nordrand Gondwanas handelt. Leider ist diese im Gelände bisher nicht dingfest gemacht worden und bleibt Gegenstand laufender Forschungsarbeiten. Selbst für die alpidische Geodynamik (Kap. 4.3) ergibt sich aufgrund der Schließungstemperatur des Ar/Ar-Systems in Hellglimmern von etwa 400 °C (VON EYNATTEN et al., 2003), dass auch die alpidische Metamorphose im untersuchten Bereich der Grauwackenzone nie diese Temperaturschranke überschritten hat. Die Grauwackenzone wurde also sowohl bei der variszischen Plattenkollision als auch im alpidischen Geschehen nie tief versenkt.

5.2. Paläozoische Entwicklung der Gesteine im Bereich der subpenninischen Decken

(G. PESTAL)

Kambrium (541–485 Ma), Ordovizium (485–443 Ma), Silur (443–419 Ma)

Die ältesten Gesteinseinheiten der subpenninischen Decken, die am Kartenblatt 122 Kitzbühel vertreten sind, wurden vor rund 550 bis 480 Millionen Jahren (Ma) gebildet (VON QUADT, 1992; EICHHORN et al., 1999; KEBEDE et al., 2005; siehe auch Tab. 1 in Kap. 6). Es handelt sich um metamorphe ozeanische Krustengesteine des Hollersbach-Komplexes der Habach-Gruppe (**131, 132, 134–137**) und um zur Zwölferzug-Gruppe gehörende Amphibolite (**138**). Diese Gesteinseinheiten und der am Kartenblatt 152 Matrei in Osttirol vertretene Komplex der Alten Gneise (FRANK et al., 1987a; PESTAL et al., 2009) gehören zu einem neoproterozoisch-altpaläozoischen Krustensegment. Entstanden sind die Ausgangsgesteine dieser Gesteinseinheiten wahrscheinlich in hoher südlicher Breite, wo sie während des unteren Altpaläozoikums dem Nordrand des Gondwana-Kontinentes angegliedert wurden. Im Verlauf des Silur driftete Gondwana gegen Norden und im oberen Silur führten extensionelle Prozesse im Zuge der Bildung des Paläotethys Ozeans zur Ablösung von Krustenstücken vom Nordrand Gondwanas. Ob die Gesteine, die uns heute in den subpenninischen Decken des Tauernfensters vorliegen, als Teil eines Superterranes vom Nordrand Gondwanas gänzlich abgetrennt wurden (Hun-Superterran) oder in einem mobilen, aber mit dem Nordrand Gondwanas zusammenhängenden Bereich verblieben (Peri-Gondwana), ist derzeit in Diskussion (VON RAUMER, 1998; VON RAUMER et al., 2002; STAMPFLI & BOREL, 2004; KRONER & ROMER, 2013).

Devon (419–359 Ma), Unterkarbon (359–323 Ma)

Angetrieben von plattentektonischen Bewegungen erreichten die altpaläozoischen Krustenstücke im Devon niedere südliche Breite und ab dem obersten Devon wurden sie dann in jene variszischen tektonometamorphen Prozesse einbezogen, die letztlich zur Kollision der Kontinente Gondwana und Laurussia sowie zur Entstehung des Superkontinentes Pangäa führten.

Magmatische Gesteine, die im obersten Devon und im untersten Karbon (ca. 375–345 Ma, Tab. 1 in Kap. 6) im Zuge von Subduktionsprozessen gebildet wurden, finden wir heute im Peitingalm-Komplex der Habach-Gruppe (**128–130**) und in der Zwölferzug-Gruppe (**138**) (PEINDL & HÖCK, 1993; EICHHORN et al., 2000). Die auf den Kartenblättern 152 Matrei in Osttirol und 153 Großglockner gelegenen Metagabbros und Ultrabasite des Basisamphibolits der Granatspitz-Decke (= Stubach-Komplex) sind wahrscheinlich in einem „back arc basin“ entstanden (FRISCH & RAAB, 1987). Ihr Bildungsalter konnte mit ca. 350–340 Ma bestimmt werden (KEBEDE et al., 2005; siehe Tab. 1 in Kap. 6). Aus diesem Zeitabschnitt sind auch mittelgradig metamorphe Gesteine bekannt, die aus ehemaligen turbiditischen, pelitischen und psammitischen Sedimenten und vulkanischen Zwischenlagen bestehen. Diese Gesteine sind in den subpenninischen Decken des Tauernfensters weit verbreitet. Sie wurden aber in den verschiedenen Abschnitten, in denen sie vorkommen, seit langem mit unterschiedlichen Lokalnamen bezeichnet (Draxel-Komplex: EXNER, 1971, 1980; Woiskenschiefer: ANGEL & STABER, 1952; Biotitporphyroblastenschiefer: CORNELIUS & CLAR, 1939; Furtschargelschiefer: CHRISTA, 1931). Ihr maximales Sedimentationsalter von 370–350 Ma konnte durch zahlreiche Einzelkorndatierungen an detritischen Zirkonen aus den Metasedimenten und an Zirkonen aus den vulkanischen Einlagerungen ermittelt werden (KEBEDE et al., 2005; LERCHBAUMER et al., 2010).

Die variszischen tektonometamorphen Ereignisse führten allmählich zu einer Verdickung der Kruste und des lithosphärischen Mantels, und im Viseum (345–326 Ma) waren die subpenninischen Gesteinseinheiten in unterschiedliche Tiefen versenkt. Manche durchliefen eine grünschieferfazielle Metamorphose (Hollersbach-Komplex, **131–137**, und Peitingalm-Komplex der Habach-Gruppe, **128–130**, andere wurden amphibolitfazieell überprägt (Zwölferzug-Gruppe, **138, 139**), zum Teil kam es auch zur Bildung von Migmatiten (beispielsweise Komplex der Alten Gneise; PESTAL et al., 2009). Aus diesem Zeitabschnitt sind auch synorogene Intrusionen von sauren und intermediären Plutoniten bekannt, die uns heute als unterkarbone Anteile der Zentralgneise vorliegen (Tab. 1 in Kap. 6). Danach waren die Gesteine der heutigen subpenninischen Decken in das variszische Gebirge integriert, das sich über tausende Kilometer quer über Pangäa erstreckte.

Oberkarbon (323–299 Ma), Perm (299–252 Ma)

Während des oberen Karbon und des untersten Perm (315 bis ca. 290 Ma) erfolgten multiple, spätorogene Intrusionen, die zur Bildung der großen Zentralgneiskörper (Granatspitz-Kern, Zillertaler-Kern, Tuxer-Kern) entscheidend beigetragen haben (KEBEDE et al., 2005; EICHORN et al., 2000; CESARE et al., 2001; VESELÁ et al., 2011). Auch vulkanische Gesteine vergleichbaren Alters sind uns aus dem Peitingalm-Komplex der Habach-Gruppe (**128–130**) bekannt (Tab. 1 in Kap. 6). Formrelikte von Andalusiten, die wahrscheinlich während dieses Zeitabschnitts gebildet wurden, konnten in grafitreichen „Habachphylliten“ (**126**) an der Westseite des äußeren Hollersbachtales gefunden werden. Ihr Fundort befindet sich am benachbarten Kartenblatt 152 Matei in Osttirol im Bereich des oberen Scharnbachs (CORNELIUS, 1944; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982). Extensionelle Prozesse formten lokal begrenzte, intramontane Becken, in denen kohlereiche limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert wurden. Sie liegen heute südwestlich des Großvenediger (auf Blatt 151 Krimml) als schwarze, grafitische Glimmerschiefer der Maurertal-Formation vor (KARL & SCHMIDDEGG, 1979; FRANZ et al., 1991; PESTAL et al., 1999). Im Hangenden der Maurertal-Formation folgen Konglomeratgneise mit bis zu kindskopfgroßen Gneisgeröllen, die zu den Arkosegneisen der Wustkogel-Formation (Kap. 6.2.4) überleiten.

Die paläozoischen Gesteinseinheiten der heutigen subpenninischen Decken befanden sich am Ende der Variszischen Orogenese in der südlichen Fortsetzung der Moldanubischen Zone, wo sie einen Teil der zukünftigen Helvetischen Zone bildeten (THIELE, 1970; TOLLMANN, 1982; VON RAUMER & NEUBAUER, 1993; VON RAUMER, 1998; VESELÁ et al., 2011; KRONER & ROMER, 2013). Im Vergleich zur im Kapitel 5.1 beschriebenen Geschichte der Grauwackenzone lag der Bereich des heutigen Subpenninikums deutlich weiter nördlich, proximaler zur Gebirgsachse der variszischen Kordillere und wurde entsprechend intensiver in die variszische Metamorphose und Kollision einbezogen.

Im weiteren Verlauf des Perm (ca. 290–252 Ma) begann Pangäa wieder zu zerfallen. Im Zuge dessen kam es entlang des Südrandes des Variszischen Orogens zur Dehnung der Lithosphäre (SCHUSTER & STÜWE, 2008). Die noch aufgeheizte Erdkruste wurde druckentlastet und es entstanden postorogene intermediäre und saure Magmatite, die heute beispielsweise als Porphyroidgneis vom Sturmmannseck (**122**) vorliegen. An der Erdoberfläche herrschten aride Klimabedingungen und es wurden klastische, rot gefärbte Sedimente in einem terrestrischen Milieu abgelagert. Im Bereich des Tirolisch-Norischen Deckensystems liegen diese als Gröden-Formation (**41, 42**) über den variszischen Decken der Grauwackenzone und haben bis heute ihre auffällige rote Färbung bewahrt (Kap. 5.1.9). Im Subpenninikum des Tauernfensters sind sie in metamorpher Form als grünlich gefärbte, phengitreiche Paragneise der Wustkogel-Formation (**120, 121**) vertreten.

5.3. Mesozoische Entwicklung

(G. PESTAL & R. SCHUSTER)

Trias (252–201 Ma)

In der Untertrias setzte sich die im Perm begonnene Ablagerung terrestrischer Sedimente fort (Alpiner Buntsandstein, **39, 40**; Serizitquarzit der Wustkogel-Formation, **120**), bis sich in der Mitteltrias (ca. 240 Ma) von Südosten her der Meliata Ozean als Teil des Tethys Ozeans öffnete. Ab diesem Zeitpunkt wurde die Dehnung der Lithosphäre im Bereich des Ozeans aufgenommen; sowohl die Bereiche der heutigen subpenninischen Decken als auch des Ostalpins bildeten fortan den nord-westlichen Schelfbereich des Meliata Ozeans. Thermische Subsidenz hatte eine kontinuierliche Absenkung der Oberfläche zur Folge, sodass in tropischem Klima größtenteils flachmarine Karbonatsedimente mit bis über 3.000 m Mächtigkeit abgelagert wurden. Diese Kalke und Dolomite, aber auch Rauhwacken und Tonschiefer, sind heute in den Decken der Nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen (MANDL, 2009, cum lit.). Die am aktuellen Kartenblatt vorkommenden Schichtglieder (**38–35**) repräsentieren nur einen kleinen Ausschnitt dieser mächtigen Gesteinsformationen. Mit deutlich geringerer Mächtigkeit und mit metamorpher Überprägung treten sie auch als Seidlwinkl-Formation (**118**) in den subpenninischen Decken auf.

Jura (201–145 Ma)

Der Jura ist durch den weiteren Zerfall von Pangäa und die Öffnung des Atlantiks geprägt. Afrika bewegte sich als Teil eines Südkontinents, bezogen auf Europa, gegen Osten. An der Bewegungszone zwischen den Kontinenten entwickelte sich, vom Atlantik ausgehend, eine Dehnungszone, aus der in weiterer Folge der Piemont-Ligurische (südpenninische) Ozean entstand (Abb. 25 A).

Zwei geotektonische Phasen kennzeichneten diese Entwicklung. Das vor-ozeanische „Rifting“ und die Bildung neuer ozeanischer Kruste durch „Seafloor Spreading“ an einem mittelozeanischen Rücken. Die erste Phase setzte im Lias, möglicherweise aber schon in der obersten Trias ein. Im Bereich des heutigen Südalpins und Ostalpins bildeten sich dabei durch Brüche begrenzte Schwellen und Becken aus. Im unteren Mitteljura wurden die Dehnungen im Bereich des subkontinentalen Mantels intensiver. Dies führte vor allem im Bereich des heutigen Unterostalpins zur Bildung zahlreicher listrischer Brüche, die sich nach unten in flache Abschiebungen fortsetzten (TRÜMPY, 1975; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Die kontinentale Kruste wurde dadurch in große gekippte Schollen zerlegt. Dabei kamen vor allem Brekzien und Turbidite zur Ablagerung. Diese „Synrift-Sedimente“ sind in den heutigen unterostalpinen Decken der Tarntaler Berge und der Radstädter Tauern typisch entwickelt (HÄUSLER, 1988), sie konnten aber auch in den Oberen Penninischen Decken im Bereich der Matrei-Zone kartiert werden (KOLLER & PESTAL, 2003).

Gegen Ende des Mitteljura führte die Dehnung der Lithosphäre dazu, dass der subkontinentale Mantel an Abschiebungen exhumiert wurde. So entstand eine mehrere Zehnerkilometer breite Zone initialen Ozeanbodens aus Ultrabasiten Iherzolitischer Zusammensetzung und Ophikalziten, auf der Tiefseesedimente wie Radiolarit (unter der CCD – Kalzit-Kompensationstiefe) und Aptychenkalk abgelagert wurden (LEMOINE, 2003). Diese Gesteine sind auch in den Oberen Penninischen Decken in der Matrei-Zone und der Reckner-Decke bekannt (KOLLER & PESTAL, 2003).

In weiterer Folge kam es durch Druckentlastung in den aufsteigenden Mantelgesteinen zur partiellen Schmelzbildung. Am Ozeanboden entstand ein mittelozeanischer Rücken und die Bildung neuer ozeanischer Kruste in Form von Ophioliten

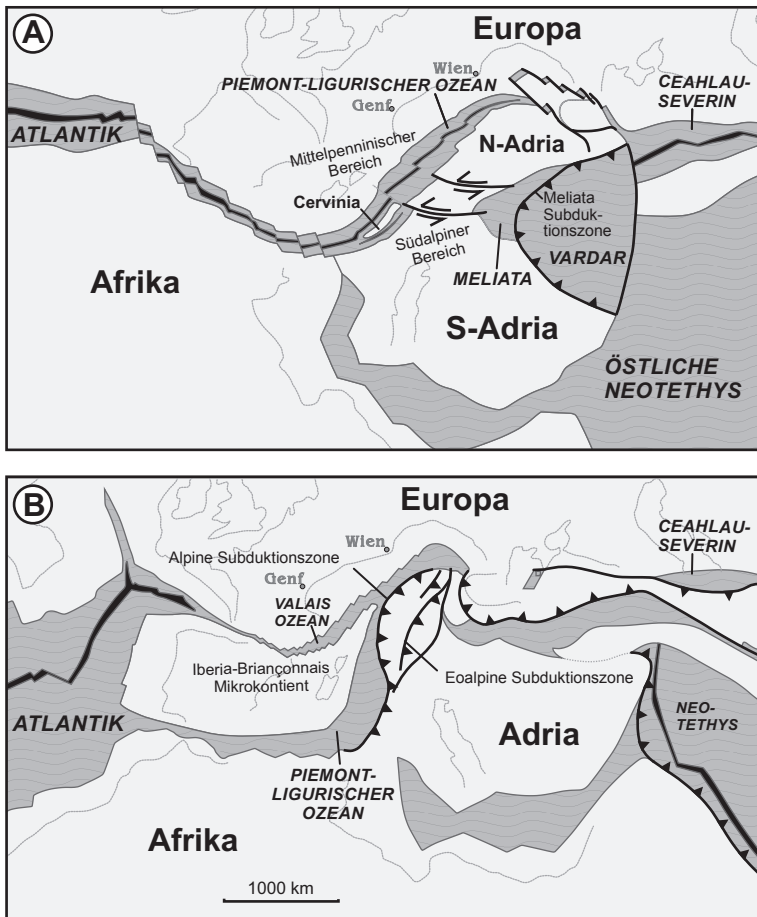


Abb. 25.
Paläogeografische Karten des Alpenraums für den Oberjura (A, Oxfordium, ca. 160 Ma) und die Oberkreide (B, Santonium, ca. 85 Ma). Verändert nach SCHMID et al. (2004).

bewirkte die allmähliche Verbreiterung des penninischen Ozeanbeckens, dessen Reste das heutige Glockner-Deckensystem aufbauen (HÖCK & MILLER, 1987; HÖCK & KOLLER, 1989).

Die heutigen subpenninischen Decken waren nun Teil Europas und bildeten ein Krustensegment an dessen Südrand, den wir als „Helvetischen Schelf“ bezeichnen. Hier wurden im Oberjura u.a. auch Kalke abgelagert, die uns heute als Hochsteigenmarmor und als Silbereckmarmor entgegentreten (KLEBELSBERG, 1940; KIESSLING, 1992; HÖFER & TICHY, 2005).

Das Ostalpin lag am Schelf des Gondwana Kontinents, genauer gesagt bildete es einen Teil am Nordrand des sogenannten „Adriatischen Sporn“ (FRISCH & MESCHÉDE, 2007). Auf diesem Nordrand kam es weiterhin zur Ablagerung karbonatischer Sedimente, die allerdings in deutlich größerer Wassertiefe gebildet wurden. Im obersten

Jura löste sich der „Adriatische Sporn“ und driftete als eigenständige Adriatische Platte nordwärts gegen Europa, was zu Raumverkürzungen führte. Im Mittel- bis Oberjura hatte im Südosten die Schließung des Meliata Ozeans begonnen. Im Zuge dessen wurden im nördlichen Teil der Adriatischen Platte sinistrale Seitenverschiebungen aktiv (Abb. 25 A). Das Ostalpin bildete ein selbstständiges Krustenfragment mit einem ausgeprägten Relief, auf dem unterschiedliche, oft durch tektonische Prozesse gesteuerte Sedimente entstanden (GAWLICK et al., 1999).

Unterkreide (145–101 Ma)

In diesem Abschnitt wurde der Iberia-Briançonnais Mikrokontinent (sein östliches Ende bildet heute die Tasna-Decke im Unterengadiner Fenster, sodass die Decken des Briançonnais im heutigen Tauernfenster nicht vertreten sind) durch die Öffnung des Valais Ozeans vom westlichen Südrand Europas abgetrennt. Die penninischen Ozeanbereiche verbreiterten sich durch die anhaltende Bildung neuer ozeanischer Kruste und es gelangten große Mengen an Kalkschlämmen und Mergeln, aber auch siliziklastische Sedimente zur Ablagerung, die größtenteils durch Trübestrome von den Beckenrändern eingebracht wurden. Diese Sedimente treten uns heute als Bündnerschiefer-Gruppe (Kap. 6.2.5) in den penninischen Deckensystemen und im Modereck-Deckensystem des Tauernfensters entgegen.

Die Adriatische Platte driftete weiterhin nordwärts gegen Europa. Dabei wurde ihr Nordrand, das Ostalpin, verkürzt und die europäische Mantellithosphäre begann gegen Südosten unter die adriatische Lithosphäre abzutauchen (Abb. 25 B). Die Deformation setzte zunächst im Südosten ein und schritt gegen das Vorland im Nordwesten fort. Im Zuge dieser eoalpidischen tektonometamorphen Ereignisse wurde ab der mittleren Unterkreide das Ötztal-Bundschuh- und das Drauzug-Gurktal-Deckensystem über das Koralpe-Wölz-Deckensystem geschoben (SCHMID et al., 2004). Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems, wie beispielsweise die südlich des Tauernfensters gelegene Prijakt-Decke (LINNER et al., 2013), wurden dabei etwa 60 km tief versenkt, wobei vor knapp 90 Ma eklogitfazielle Metamorphosebedingungen von etwa 600 °C und 14 kbar erreicht wurden (SCHUSTER et al., 2004). Nach der Wende Turonium–Coniacium (ca. 90 Ma) kam es zum Wiederaufstieg der versenkten Krustengesteine aufgrund ihrer geringeren Dichte gegenüber dem Mantel. Damit einher ging ihre Abkühlung unter 400 °C. Im Zuge dieser tektonischen Ereignisse wurde auch das Tirolisch-Norische Deckensystem auf die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems geschoben und gemeinsam mit dieser auf das Silvretta-Seckau-Deckensystem überschoben. Im Gegensatz zu den oben genannten, tief versenkten Teilen des Koralpe-Wölz-Deckensystems verblieben das Tirolisch-Norische Deckensystem und die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke in einem oberen Bereich der eoalpidischen Deformationszone und wurden lediglich grünschieferfaziell metamorph.

Oberkreide (101–66 Ma)

In der Oberkreide begann auch Afrika gegen Norden einzuschwenken und die bis heute andauernde Konvergenz zwischen Afrika und Europa setzte ein. Diese Raumverkürzung wurde in weiterer Folge nicht nur durch die weitere Verkürzung innerhalb des Ostalpins, sondern auch durch die Subduktion des Piemont-Ligurischen und schließlich auch des Valais Ozeans aufgenommen. In den verbleibenden ozeanischen Beckenbereichen wurden weiterhin turbiditische Sedimente abgelagert (Abb. 25 B).

Letztlich erfolgte auch die Verfrachtung der gestapelten ostalpinen Decken (Bajuvarisches Deckensystem, Silvretta-Seckau-Deckensystem, Tirolisch-Norisches

Deckensystem, Innsbrucker Quarzphyllit-Decke) auf penninischen Untergrund. Weiters wurden Einheiten aus dem Bereich des heutigen Bajuvarischen Deckensystems unter das Silvretta-Seckau-Deckensystem geschleppt. Diese finden wir heute als Radstadt-Deckensystem im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters. Gleichzeitig entstanden auf den ostalpinen Decken Becken, in denen die syntektonisch gebildeten Sedimente der Gosau-Gruppe abgelagert wurden.

5.4. Känozoische Entwicklung

(G. PESTAL)

Paleozän (66–56 Ma), Eozän (56–34 Ma), Oligozän (34–23 Ma), Miozän (23–5 Ma)

Auch wenn die Subduktion des Penninischen Ozeans bereits in der frühen Oberkreide einsetzte, so blieben doch manche Anteile bis ins untere Paläogen (66 bis ca. 50 Ma) als Sedimentationsraum erhalten. Diese Anteile finden wir heute beispielsweise in den Decken des Unterengadiner Fensters und der Rhenodanubischen Flyschzone. Im Bereich des Tauernfensters wurden bisher nur kreidezeitliche Gesteine biostratigrafisch bestätigt (Kap. 6.2.5).

Die Subduktion des Penninischen Ozeans führte dazu, dass zuerst das Deckensystem Matrei-Nordrahmen-Zone und danach das Glockner-Deckensystem von ihrer ehemaligen Basis abgetrennt wurden und in den Bereich eines Akkretionskeiles gelangten. Ihr Untergrund sowie der Großteil der ozeanischen Kruste und Teile der darauf abgelagerten Sedimente wurden subduziert und gingen für immer verloren. Im mittleren Eozän war das penninische Ozeanbecken komplett geschlossen (TRÜMPY, 1975) und es traten Teile der europäischen kontinentalen Kruste in die Subduktionszone ein. Sie wurden in unterschiedliche Tiefen versenkt, von ihren Sockelgesteinen getrennt und zum Modereck-Deckensystem des Tauernfensters geformt. Auch ein kleiner Teil der in größere Tiefen subduzierten Gesteine wurde wieder obduziert und in das Modereck-Deckensystem integriert. Wir können jene noch heute z.B. in der Eklogitzone des südlichen Venedigergebietes studieren und wissen daher gut über deren Bildungsbedingungen Bescheid. Diese werden von HOLLAND (1979) und FRANK et al. (1987b) mit rund 20 kbar und 600 °C angegeben, was einer maximalen Versenkung von gut 60 km entspricht. Die Bildung der Hochdruckparagenese dürfte sich im oberen Eozän ereignet haben, darauf deuten jedenfalls die Ergebnisse geochronologischer Untersuchungen hin (ZIMMERMANN et al., 1994; SMYE et al., 2011).

Danach vollzog sich der Wechsel von subduktionsdominierter Tektonik zu nordvergenter kollisionsdominierter Tektonik. Dabei wurden die penninischen Deckensysteme gemeinsam mit den ostalpinen Decken weit auf den ehemaligen Europäischen Schelf überschoben, dessen südlichste Teile heute das subpenninische Venediger-Deckensystem im Tauernfenster aufbauen. Beide penninischen Deckensysteme (Matrei-Nordrahmen-Zone und Glockner-Deckensystem) und beide subpenninischen Deckensysteme (Modereck-Deckensystem und Venediger-Deckensystem) bilden heute große, wurzellose Deckenstapel. Etliche geochronologische Daten belegen, dass die weitere Deformation, der interne Deckenbau des Tauernfensters und die temperaturbetonte Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation), deren Ergebnisse wir heute beobachten können, hauptsächlich im Oligozän stattfanden (POLLINGTON & BAXTER, 2010). Sie erreichte in den peripheren Teilen des Tauernfensters Bedingungen der Grünschieferfazies und in den zentralen Teilen Amphibolitfazies (Kap. 4.1.1, 4.1.2 und 4.1.3).

Es wird angenommen, dass in jener Phase, in der nur mehr kontinentale europäische Kruste in die Subduktionszone eintrat, die in den vorangegangenen Jahrmillionen subduzierte Lithosphäre abbriss („slab break-off“ [ca. 35–30 Ma]; BLANKENBURG & DAVIES, 1996). Durch die enorme Gewichtsentlastung von in der Subduktionszone steckenden, leichteren Krustenfragmenten stiegen Teile der Alpen erstmals als Hochgebirge auf.

Die weitere Entwicklung der Ostalpen zeigt westlich der Linie Brenner–Unterinntal eine völlig andere Entwicklung gegenüber jener in den zentralen und östlichen Ostalpen. Die westlichen Nördlichen Kalkalpen, die Silvretta-Gruppe und die Ötztaler Alpen wiesen aufgrund verstärkter Hebung – als Folge der Kontinent-Kontinent-Kollision (und des „slab break-off“; siehe oben) – bereits im Oberoligozän ein gebirgiges Relief auf (FRISCH et al., 2002, 2008). Lokale Flusssysteme verfrachteten die Abtragungsprodukte in das den Alpen nördlich vorgelagerte Molassebecken und auch in das „Unterinntal-Tertiär“, das in eng begrenzten Becken abgelagert wurde. Die oberste eozäne bis unteroligozäne marine Schichtfolge des Unterinntales wurde in der Zeit des oberen Oligozän von den fluviatilen Konglomeraten des von Südwesten vorrückenden Paläo-Inn sukzessive überschüttet (ORTNER & STINGL, 2001; siehe auch Tafel 2/Fig. 1). Der südliche Teil der östlichen Ostalpen war hingegen flachweiliges Hügelland. Flusssysteme transportierten den Verwitterungsschutt dieses Bereichs nach Norden in ein Schwemmland, unter dem sich der heutige östliche Teil der Nördlichen Kalkalpen befand. Reste der Sedimente sind heute als Augensteine beispielsweise im Kaisergebirge (Blatt 90 Kufstein, Blatt 91 Sankt Johann in Tirol; ZERBES, 2001, cum lit.) und in den Leoganger Steinbergen (Blatt 123 Zell am See; STINGL, 1990) in über 2.000 m Seehöhe erhalten. Weiters werden zeitgleiche fluviatile Konglomerate auf Basis von reflexionsseismischen Untersuchungen in einer tektonisch abgesenkten Position bei Westendorf (Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger) vermutet (REITNER et al., 2010).

Am Beginn des Neogen stieß im frühen Miozän (ab ca. 21 Ma) ein Teil des Südalpins, der so genannte „Südalpen-Indenter“, gegen Norden in das Ostalpin vor und die laterale Extrusion der Ostalpen gegen Osten zu setzte ein (RATSCHBACHER et al., 1991). Bei fortlaufender N–S-Einengung wurde das Orogen in E–W-Richtung gestreckt. Der Prozess vollzog sich an einem System aus konjugierten Seitenverschiebungen in Kombination mit Abschiebungen. Die Geologie des aktuellen Kartenblattes wurde ganz wesentlich durch diese Vorgänge beeinflusst. Dabei wurden die subpenninischen und penninischen Einheiten im heutigen Tauernfenster bis an die Erdoberfläche exhumiert und die wesentlichen tektonischen Strukturen des Fensterrahmens wurden aktiviert (FRISCH et al., 2000). Diese sind als W–E orientierte, sinistrale Salzachtal-Störung (Kap. 4.2), als NW–SE orientierte, dextrale Mölltal-Störung, als Brenner-Abschiebung und als Katschberg-Abschiebung bekannt (SEVERSTONE, 1988; GENSER & NEUBAUER, 1989; siehe auch Tafel 2/Fig. 2–4). Die Datierung dieser Ereignisse ist über das Alter der Abkühlung der subpenninischen- und penninischen Decken von 23 bis 16 Ma (JÄGER et al., 1969; CLIFF et al., 1971) möglich. Die genannten Rb/Sr-Biotitalter belegen eine bis zu diesem Zeitraum andauernde duktile Deformation innerhalb des Tauernfensters, während die überlagernden in der Oberkreide abgekühlten oberostalpinen Einheiten spröde deformiert wurden. Die weitere Exhumation der Gesteine des Tauernfensters führte dazu, dass diese unter 300 °C abkühlten und nicht mehr plastisch, sondern spröde auf die Deformation reagierten. In den dabei entstandenen Brüchen und Rissen des Gesteins zirkulierten Lösungen, in denen die typischen alpinen Kluftminerale auskristallisierten. Die Kluftmineralbildung begann im frühen Miozän und endete vor ca. 5 Ma im Pannonium, als die Lösungen unter rund 100 °C abgekühlt waren.

5.5. Die Landschaftsentwicklung vom ausgehenden Neogen bis ins Quartär

(J.M. REITNER)

5.5.1. Morphogenese und Talentwicklung

Mit der tektonischen Entwicklung im Untermiozän (Tafel 2/Fig. 2, 3) war die Ausgangssituation für die weitere morphologische Entwicklung gegeben: So änderte sich die Drainage von einer generellen Süd gegen Nord-Richtung während der oligozänen Augensteinlandschaft zu einer West gegen Ost-Orientierung entsprechend dem Verlauf der maßgeblichen Seitenverschiebungen. Ein Musterbeispiel hierfür ist das heutige obere Salzachtal (ROBL et al., 2008), dessen Anlage mit der während der Extrusionstektonik aktiven SEMP-Störung gegeben war. Parallel dazu entwickelte sich im Bereich des heutigen Tauernfensters sukzessive ein Gebirge.

Über die Entwicklung im Pliozän kann aufgrund des Fehlens von inneralpinen Sedimenten wie auch aussagekräftiger Ablagerungen in der Molassezone nur spekuliert werden. Gemäß den großräumigen Rekonstruktionen (KUHLEMANN et al., 2002; KUHLEMANN, 2007) beginnt in den Ostalpen um etwa 4 Ma eine Phase verstärkter Erosion, einhergehend mit ebensolcher Hebung, die mit Beginn des Quartärs um 2,58 Ma als Folge der massiven und zyklischen Klimaschwankungen noch an Intensität zunimmt (HINDERER, 2001). Spätestens mit Einsetzen der Großvergletscherungen in den Alpen am Übergang zum Mittelpleistozän ab etwa 0,87 Ma (MUTTONI et al., 2003), von denen im nördlichen Alpenvorland Günz (Marine Isotopenstufe – MIS 16), Mindel (MIS 12), Riß (MIS 6; Abb. 28) und Würm (MIS 2) nachweisbar sind (VAN HUSEN & REITNER, 2011), wurde die Landschaft entscheidend durch glaziale Erosion geprägt. Entsprechend der Rekonstruktionen für die letzte Vergletscherung im Würm-Hochglazial (Abb. 26, Faltafel 3/Fig. 3) war in diesem Raum ein Eisstromnetz etabliert. Dessen Oberfläche belegt einen konsequenten Abfluss von den höchsten Gletschernährgebieten in den Hohen Tauern gegen Norden und damit quer über die durch die im Miozän initiierte Entwässerung im Salzachtal. Somit floss das im Salzachgletscher gebündelte Eis der Nordseite der Hohen Tauern zum Teil über den Paß Thurn nordwärts und speiste so maßgeblich den Achengletscher (auch Chiemseegletscher genannt). Ein ähnliches Bild ist aufgrund der Eisausdehnung im Alpenvorland auch für die älteren Vergletscherungen zu vermuten, wobei allerdings anfänglich noch höhere Transfluenzpässe (Eisübertritte) existierten (REITNER et al., 2010), die durch sukzessive subglaziale Erosion tiefer gelegt wurden. Dadurch war beispielsweise der Zufluss aus dem Salzachtal zu Beginn des Mittelpleistozäns sicherlich nicht so dominant. Dies kann zusammen mit den noch auszuweitenden Abflussbahnen durch die Kalkalpen der Grund dafür sein, dass der Achengletscher nördlich des Chiemsees erst während der Riß-Vergletscherung als eigenständiger Gletscher zwischen Inn- und Salzachgletscher nachweisbar ist (DOPPLER, 1980).

Ein weiterer Eckpunkt zum Verständnis der Landschaftsentwicklung und deren steuernden Faktoren ist die heute messbare Veränderung der Topografie. So weisen die rezenten Höhenänderungen (bezogen auf den Referenzpunkt Horn im Waldviertel; HÖGGERL, 2007) im Südwesten bis Süden mit 1,2–1 mm/Jahr den höchsten, und im Nordosten mit 0,4 mm/Jahr den niedrigsten Wert des Kartenblattes auf. Da die heutigen Abtragungsraten entsprechend der Studie von NORTON et al. (2011), die das Kartenblatt randlich betraf, der Tendenz nach etwas geringer sind, können diese Hebungswerte nicht allein durch Abtrag (Denudation) und daraus resultierendem isostatischen Ausgleich erklärt werden. Somit spiegelt die rezente Höhenbewegung das Zusammenspiel von Erosion und der heute anhaltenden Konvergenz und Rotation der Adriatischen Platte im Verhältnis zu Europa (GRENERCZY et al., 2005)

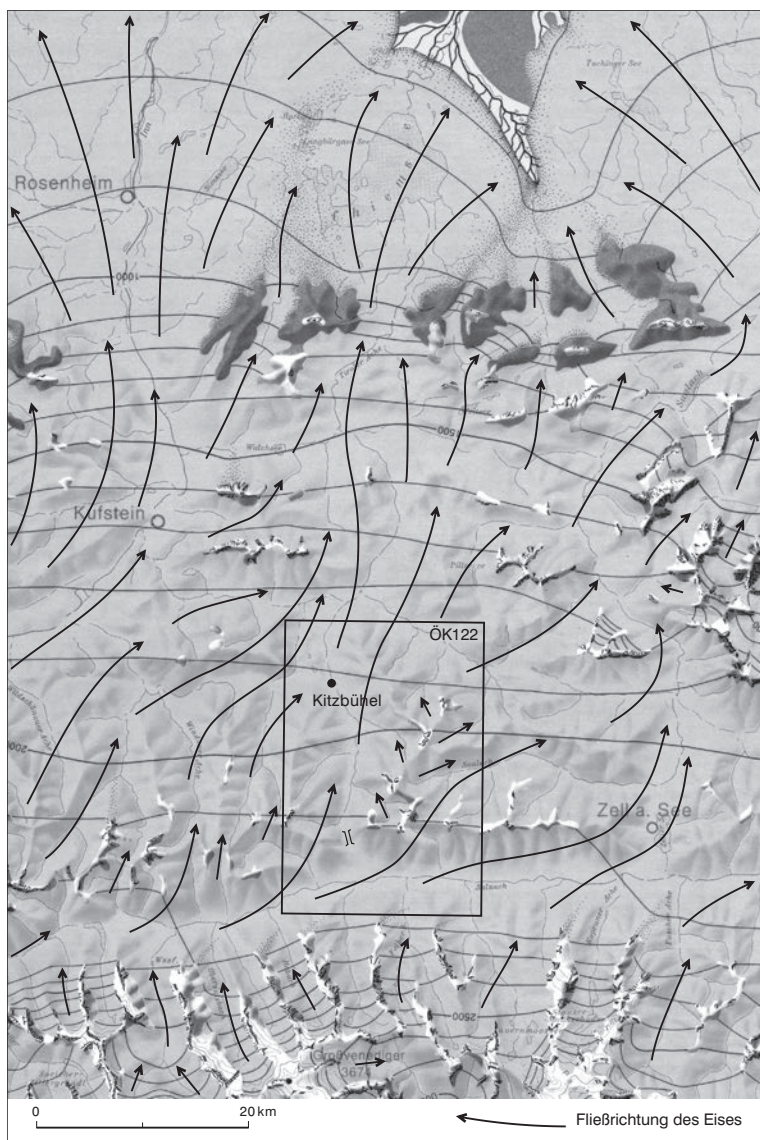


Abb. 26.

Das Gebiet des Blattes 122 Kitzbühel und seiner Umgebung am Höhepunkt der letzten Vergletscherung im Würm-Hochglazial (unter Verwendung von VAN HUSEN, 1987). Der Achengletscher mit seinem Zungenbecken im Bereich des heutigen Chiemsees und seine Nachbarn Inn- und Salzachgletscher sind ersichtlich. Die Pfeile zeigen die Eisflussrichtung. Die Eistransfluenz über den Paß Thurn ist mit einem Brückensymbol gekennzeichnet.

wider (Tafel 2/Fig. 3). Auffallenderweise korrelieren die Hebungswerte auch gut mit dem Vorkommen der höchsten Gipfel innerhalb der Kitzbüheler Alpen auf dem Kartenblatt und auch der näheren Umgebung, wobei untergeordnet auch die Resistenz der einzelnen Lithologien gegenüber Abtrag eine Rolle spielt. Mit Geißstein (2.363 m) und Kleiner Rettenstein (2.216 m), beide aus Metabasiten aufgebaut, liegen am Rand zum Tauernfenster die höchsten Gipfel vor, wogegen das Kitzbüheler Horn (1.996 m), aber auch der Wildseeloder (2.118 m), merkbar niedriger sind.

Bedenkt man die zuvor skizzierte Entwicklung, stellt sich auch die Frage, inwieweit noch ältere, im weitesten Sinne „prä-glaziale“ Landschaftselemente auf dem Kartenblatt erhalten sind. Der Süd-Nord-Verlauf des Kitzbüheler Achentales sowie der Einschnitt des Paß Thurn deuten generell auf eine alte Anlage als Drainageweg, wahrscheinlich als ein dem Paläo-Inn tributärer Flusslauf, hin. Dessen südliches Hinterland wurde dann im Zuge der Entwicklung der W-E gerichteten störungsgebundenen Entwässerung ab 17 Ma abgetrennt. Dieses Szenario erscheint durchaus plausibel, wogegen der Identifikation von „älteren Talböden“ aus dem „jüngeren Tertiär“ (SEEFELDNER, 1961) entlang von Salzach- und Achental aufgrund der Hebung, der glazialen Überformung und letztlich der Überprägung durch Massenbewegungen in den zumeist „weichen“ Lithologien, jegliche Grundlage fehlt. Zudem sind in den zumeist aus devonischen Dolomiten aufgebauten Karbonatstöcken des Wildseeloder, Karstein und Kitzbüheler Horn bisher keine Höhlensysteme bzw. -niveaus identifiziert worden, die, so wie in den Nördlichen Kalkalpen (FRISCH et al., 2002), Hinweise auf die Talentwicklung geben könnten. Selbst die dort ersichtliche geringe Verkarstung (siehe auch Exkursionsvorschlag Karstweg in Kap. 11.6) ist wahrscheinlich nur quartären Alters.

Somit lag am Beginn der Großvergletscherungen, während der mittelpleistozänen Wende um 0,87 Ma, schon das heutige Talsystem vor, welches weitgehend Störungszonen und damit Schwächezonen des Gebirges folgte. Allerdings waren die fluviatil geprägten Täler deutlich enger und die Haupttäler, wie das Salzachtal, hatten einen höheren Gradienten. Mit der glazialen Überprägung (PENCK, 1905; ANDERSON et al., 2006) erfolgte eine deutliche Akzentuierung der Landschaft inklusive einer Reliefvergrößerung, die sich in folgenden Landschaftselementen manifestiert:

Kare sind die augenscheinlichsten Dokumente der glazialen Erosion an den Berghängen der Kitzbüheler Alpen. Die schönsten Exemplare sind dort, wo massige und, im Vergleich zu Umgebungsgestein, relativ harte Gesteine wie devonische Karbonate (z.B. Karstein), teilweise zusammen mit Quarzporphyroiden (z.B. Wildseeloder), oder Metabasite (Bischof) auftreten. Diese Hohlformen werden am effektivsten geformt, wenn diese von kleinen, sogenannten Kargletschern erfüllt sind. Da der Massenumsatz an der Gleichgewichtslinie am größten ist, erfolgt so bei längerer stationärer Lage die größte subglaziale Erosion und das Kar wird ausgeweitet. Die besten Bedingungen hierfür gab es, als selbständige Kargletscher existierten und sich die damalige Schneegrenze im Höhenbereich des heutigen Karbodens befand. Derartige Bedingungen lagen letztmals während des Spätglazials (Gschnitz Stadial und früher; siehe unten) vor und sind während des Pleistozän (2,58 Ma–11,7 ka) sicherlich im Durchschnitt am häufigsten aufgetreten (PORTER, 1989).

In den Haupttälern selbst zeugen breite Talböden von der flächenhaften Wirkung der Erosion an der Gletscherbasis und weisen auf **glazial übertiefte Talstrecken** hin. Die bisher bekannte glaziale Übertiefung von 100 m bei der Bohrung Hauptschule Mittersill (Kap. 10) ist im Salzachtal nur als Minimalwert zu betrachten. Ein oberer Wert hierfür ist mit 400 m aus dem oberen Salzachtal von einer seismischen Untersuchung im Bereich südlich des Zeller Sees (Blatt 123 Zell am See; BLEIBINHAUS et al., 2010) bekannt.

Geglättete und abgeschliffene Formen zeichnen den ehemals subglazialen Bereich aus. Das durch **Drumlins** und **Rundhöcker** charakterisierte kleinhügelige Areal des Bichlach (nördlich Kitzbühel; Abb. 27, Tafel 4/Fig. 1) in knapp unter 900 m Seehöhe ist wohl das eindrucksvollste Dokument auf Blatt 122 Kitzbühel für die sowohl erodierende, als auch ablagernde Wirkung der Gletscherbasis. Generell war hier sowohl während der letzten, als auch der vergangenen Vergletscherungen (REITNER, 2005; REITNER et al., 2010) eine Konfluenzsituation der Gletscherströme aus dem Achental mit jenen weiter westlich gegeben. Somit lag eine gebündelte glaziale Erosionskraft vor, die im Südteil des Bichlach auf leichter erodierbare Lithologien traf (63–65). Entlang der Talflanken sind die subglazial überformten Bereiche aufgrund der umfassenden Umgestaltung durch unterschiedliche Typen von **Massenbewegungen** kaum zu erkennen. Als Resultat der glazialen Übersteilung während der Eiserfüllung im Würm-Hochglazial wurden die Böschungen mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung instabil. Betrachtet man die enorme Fläche des von meist tiefgreifendem, gravitativem Massenabtrag erfassten Gebietes, so erkennt man damit den heute dominanten und morphologisch wirksamsten Prozess. Dieser bedingt letztlich über die Bereitstellung der Geschiebe am jeweiligen, stark aufgelockerten Böschungsfuß die Effizienz der fluviatilen Erosion und damit den Gesamtabtrag des Gebirges.

5.5.2. Die Landschafts-genese anhand der quartären Sedimente und Formen

Riß (MIS 6) und Riß-Spätglazial (MIS 6; Termination II)

Die Grundmoräne mit erratischen Geschieben (u.a. Zentralgneis) im Liegenden der Kitzbüheler Terrasse (34) bei Kitzbühel ist das älteste pleistozäne Sediment auf Blatt 122 Kitzbühel (Abb. 28–30). Es belegt einen Achengletscher (auch Chiemseegletscher genannt, siehe PENCK & BRÜCKNER, 1909), der während der Riß-Vergletscherung (MIS 6) im ausgehenden Mittelpleistozän über die Eistransfluenz des Paß Thurn substantiell mit Tauernis dotiert wurde. Dies manifestiert sich auch nördlich des Chiemsees, wo der Achengletscher erstmals als eigenständiger Gletscher zwischen den dominanten Inn- und Salzachgletschern nachweisbar ist (DOPPLER, 1980). Damit gleichen die Verhältnisse denen des Würm-Hochglazials (siehe unten), womit von einer gleichartigen, unwesentlich größeren Eiserfüllung der Täler mit einigen wenigen aus den Eismassen herausragenden Gipfeln, sogenannten Nunatakker, auszugehen ist.

Die der vorletzten Großvergletscherung folgende Eiszerfallsphase (Termination II) im Riß-Spätglazial (MIS 6) ist mit dem Übergang von Grundmoräne zu in Eisstauseen subaquatisch umgelagerter Grundmoräne, pollenfreien Bänderschluften, aufgearbeiteten und wieder abgelagerten Schluffklasten wie auch Eiskontaktstrukturen an der Basis der Kitzbüheler Terrasse (32) dokumentiert. Im Kitzbüheler Stadtgebiet wurde überwiegend Moränenmaterial durch Schwemmfächer umgelagert, wie bei Kitzbühel-Malern entlang der Ache ersichtlich ist.

Riß/Würm-Interglazial (Eem; MIS 5e)

Der Sedimentationsstil mit Dominanz von seitlichen Schwemmfächern im Talraum setzt sich im folgenden Interglazial fort. Allerdings besteht das sedimentierte Material überwiegend aus frischem, lokalem Material der Seitenbäche. Dieser Sedimenttyp liegt in Verzahnung mit Hochflutlehen und organischen Ablagerungen (Ligniten; 33), die Waldvegetation dokumentieren, allerdings nur unmittelbar nördlich des Kartenblattes vor, wie die Lokalität der Bründlötzgraben bei St. Johann in

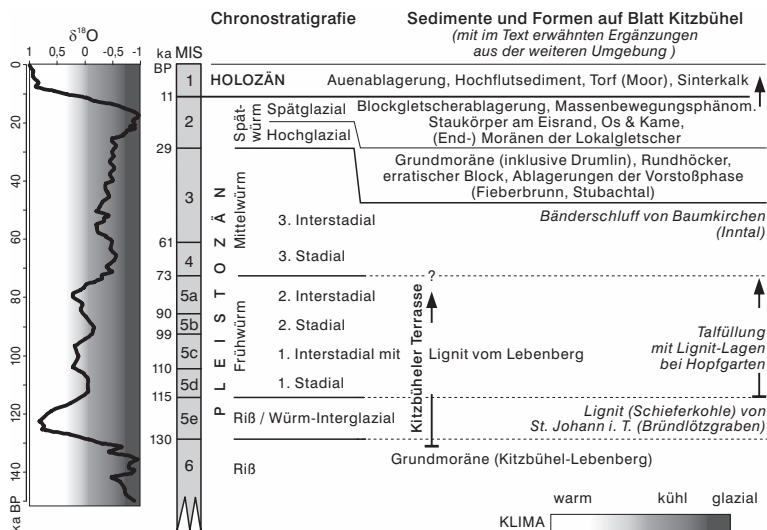


Abb. 28.

Vereinfachte Quartärstratigraphie auf Blatt 122 Kitzbühel mit Ergänzungen aus den umliegenden Gebieten. Die alpine Chronostratigraphie wurde in Anlehnung an CHALINE & JERZ (1984) und unter Berücksichtigung der Empfehlungen von ZALASIEWICZ et al. (2004) gegliedert. Damit entsprechen Frühwürm, Mittelwürm und Spätwürm den von CHALINE & JERZ (1984) verwendeten Begriffen Unteres Würm, Mittleres Würm und Oberes Würm. Mit den Marinen Isotopenstufen (MIS; MARTINSON et al., 1987) liegt eine globale zeitliche Gliederung vor. Die Sauerstoff-Isotopenkurve spiegelt die Schwankung des globalen Eisvolumens wider (BP = before present = vor dem Referenzjahr 1950).

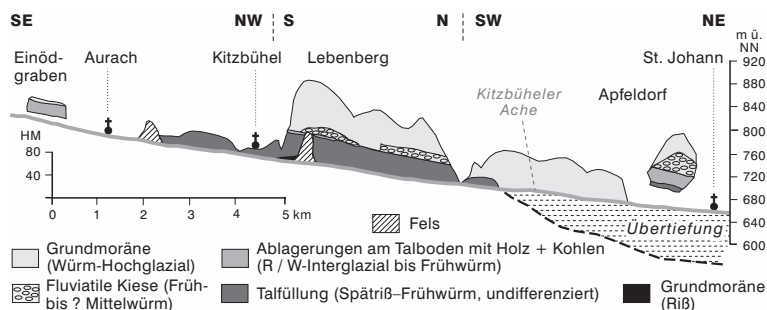
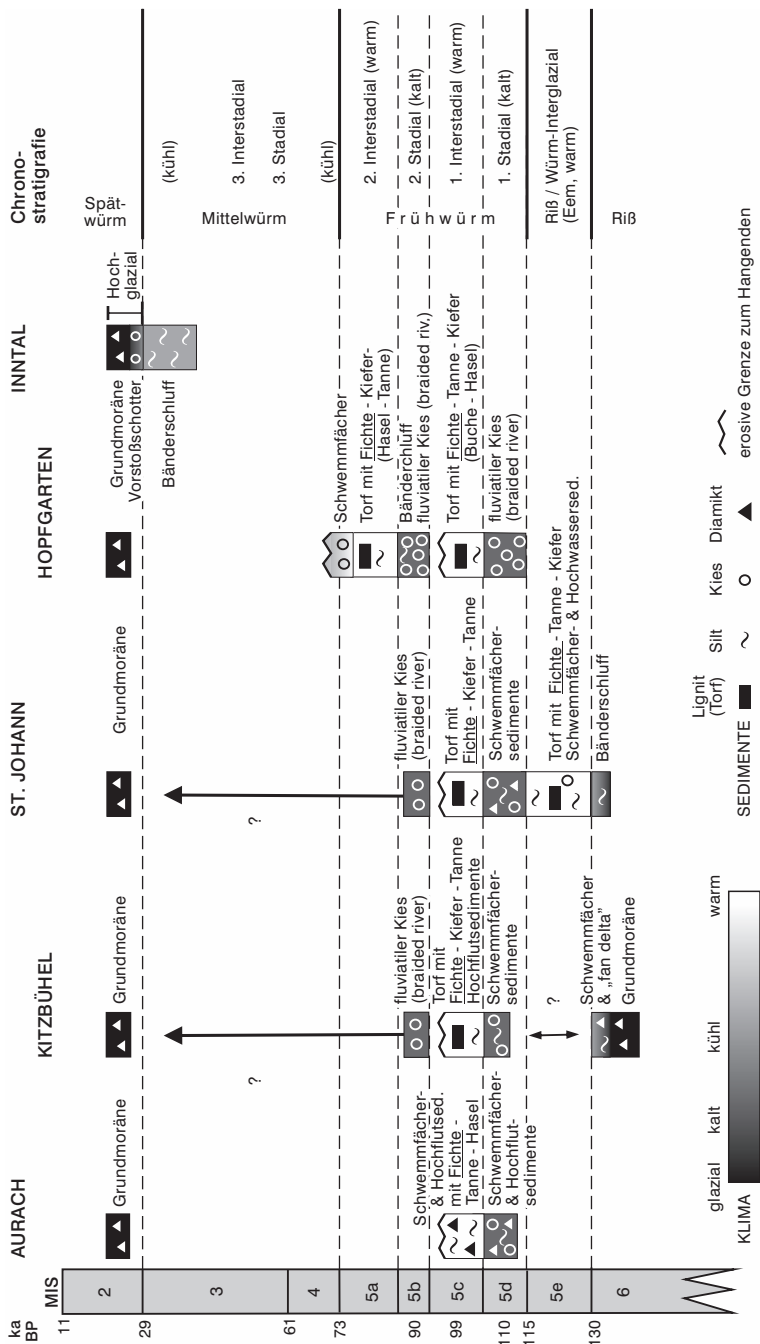


Abb. 29.

Geologischer Schnitt entlang der Kitzbüheler Ache von Aurach bis St. Johann in Tirol.

Abb. 30.

Stratigraphische Tabelle der wichtigsten Profile mit Ablagerungen aus dem Riß (MIS 6) bis Würm-Hochglazial (MIS 2) im Kitzbüheler Achenal (Aurach, Kitzbühel/Lebenberg und St. Johann/ Apfeldorf) sowie im Raum Hopfgarten (Profil E' Klösterl) (nach REITNER, 2005). Die Abfolge im Inntal ist schematisiert nach den Ergebnissen von Baumkirchen (FLURI, 1973) dargestellt. Die Marinen Isotopenstufen (MIS) nach MARTINSON et al. (1987) inklusive der Modifikation nach SHACKLETON et al. (2002) geben den chronostratigraphischen Rahmen vor. Die alpine Quartärstratigraphie ist entsprechend Abbildung 28 gegliedert.



Tirol auf Blatt 91 (40 m über dem heutigen Tal) belegt (Abb. 29, 30). Das assoziierte Sedimentationsmodell entspricht dem eines typischen alpinen Tales, wo Schüttungen der Seitenbäche zu einem unausgeglichene Talprofil im Haupttal führen und der Lauf des Flusses im Tal zwischen diesen pendelt. Das Wachstum der Moore, wie auch die Akkumulation von Hochwassersedimenten erfolgte im Rückstauereich zwischen den Schwemmfächern. Analog zu den Ergebnissen von PATZELT (1987) über die holozäne Talentwicklung im Inntal ist aber auch von Umlagerungsphasen in diesem Zeitabschnitt auszugehen, worauf auch das Fehlen von interglazialen, Torf führenden Ablagerungen bei Kitzbühel und Aurach hindeutet.

1. Frühwürm (FW)-Stadial (MIS 5d) und

1. Frühwürm (FW)-Interstadial (MIS 5c)

Am Ende des Interglazials setzt eine massive Klimaverschlechterung ein (siehe Belege in der Höhle „Entrische Kirche“ auf Blatt 125 Bischofshofen; MEYER et al., 2008), die zur Waldfreiheit (vgl. Lokalität Mondsee auf Blatt 65 Mondsee; DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) im Alpeninneren führte (Abb. 28). Die Absenkung der Permafrost- und Frostschuttgrenze in Kombination mit der verringerten Vegetationsdecke führt zur Überfrachtung der Flüsse und einer verstärkten fluviatilen Ablagerung. Derartige Sedimente aus dem 1. FW-Stadial (MIS 5d) liegen in Form von groben Schwemmfächerablagerungen zwischen den beiden Lignithorizonten in St. Johann/Apfeldorf (auf Blatt 91 Sankt Johann in Tirol) vor (REITNER, 2005; Abb. 30). Weiters ist zu vermuten, dass die tieferen Abschnitte der Kitzbüheler Terrasse von Aurach/Pürstinggraben (32; Abb. 57) wahrscheinlich diesem Zeitraum zuzuordnen sind. So wie für das 2. FW-Stadial ist auch hier von einer geringen Lokalvergletscherung der Kitzbüheler Alpen auszugehen, worauf die Evidenzen aus dem Bereich Hopfgarten (REITNER, 2005; REITNER & DRAXLER, 2002) hindeuten. Dies steht für das 1. FW-Stadial auch im Einklang mit der nachgewiesenen Eisfreiheit des Inntals bei Innsbruck (SPÖTL & MANGINI, 2006).

Die anschließende Erwärmungsphase, das 1. FW-Interstadial (MIS 5c, Brørup), ist durch das geochronologische Datum (U/Th 90 ± 8 ka) aus dem Lignit von Lebenberg sowie palynologischen Untersuchungen sehr gut abgesichert (32; Abb. 51–53). Wie im Riß/Würm-Interglazial (Eem; MIS 5e) war der Talraum durch seitliche Schwemmfächer geprägt. Moorakkumulation und Hochwasserablagerungen im Rückstauereich von Schwemmfächern belegen ein unausgeglichenes Talprofil der Ache als Folge der randlichen Schüttungen. Die Pollenanalysen von der Bohrung T2 Lebenberg (Abb. 53) mit einer Vegetationsentwicklung von lichterem *Pinus/Picea* (Kiefer/Fichte)-Wäldern zu dichteren *Picea/Abies/Pinus* (Fichte/Tanne/Kiefer)-Wäldern zeigen in Kombination mit der U/Th-Datierung, dass es sich bei Kitzbühel/Lebenberg wahrscheinlich eher um den Beginn des Interstadials handelt. Dieser Zeitabschnitt, welcher unter Berücksichtigung der Kompaktion des Lignits und eines durchschnittlichen Moorwachstums mehrere tausend Jahre (6.000–max. 15.000 Jahre) umfasste, ist nur durch kleine, auf Rinnen konzentrierte Erosionsereignisse gekennzeichnet. Für die Lokalitäten Aurach/Einödgraben (siehe dazu die Exkursion in Kap. 11.4) und Pürstinggraben sowie St. Johann/Apfeldorf-Foidlgraben ist eine vergleichbare Waldvegetation, allerdings ohne die in Lebenberg dokumentierte Vegetationsabfolge, belegt.

Damit lässt sich für diesen Zeitabschnitt über Aurach (Einödgraben und Pürstinggraben), Kitzbühel/Lebenberg (Bohrungen, Profil Lebenberg E und ESE) und St. Johann/Apfeldorf ein Talniveau im Kitzbüheler Achenal rekonstruieren. Dieses lag deutlich höher (Aurach/Pürstinggraben – ~ 40 m; Kitzbühel/Lebenberg – ~ 60 m; St. Johann/Apfeldorf – ~ 70 m) als das heutige (32; Abb. 29, 50, 57).

2. Frühwürm-Stadial (MIS 5b) bis ? Mittelwürm (MIS 4-3)

Die stratigrafisch gut fassbaren Schotter mit dem Spektrum der Kitzbüheler Ache im Hangenden der Lignite von Lebenberg und St. Johann/Apfeldorf-Foidlgraben (auf Blatt 91) zeigen, wie jene von Jochberg-Hütte, Merkmale von „braided river“-Ablagerungen und sind als Sedimente einer kühlen bis kalten Klimaphase zu interpretieren (32; Abb. 29, 50). Auffallend ist der scharfe, erosiv geprägte Fazieswechsel zum Liegenden. Diese klimagesteuerte Akkumulation war bisher geochronologisch nicht zu fassen und stellt damit hinsichtlich der chronostratigrafischen Einstufung ein Problem dar. In Summe kann der Ablagerungszeitraum aufgrund der Daten und der Vergleiche mit anderen Lokalitäten im Innegletscher-System (REITNER, 2005: 116–117) nur mit 2. FW-Stadial (MIS 5b) bis Mittelwürm (MIS 4-3) eingeengt werden.

Würm-Hochglazial (LGM; MIS 2; 29 ka– ~ 20 ka BP)

Am Übergang vom Mittelwürm zum Spätwürm verschlechterten sich die schon sehr kühlen Klimabedingungen und die Gletscher wuchsen aufgrund der Absenkung der Schneegrenze an. Aus dem Vergleich mit anderen großen alpinen Tälern, wie z.B. dem Inntal (VAN HUSEN, 2000; FLURI, 1973; SPÖTL et al., 2013) ist zu schließen, dass die Gletscher die großen Täler, so auch das Salzachtal, nicht vor 30–29 ka BP erreicht hatten. Eine Reihe von sedimentären und morphologischen Belegen auf Blatt 122 Kitzbühel erlaubt es, die weitere Entwicklung der letzten Großvergletscherung, von der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial bis zu dessen Höhepunkt um 26–20 ka BP mit einem die Täler ausfüllenden Eisstromnetz, zu rekonstruieren. Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich mit dieser Entwicklung die Eisflussrichtungen maßgeblich veränderten. Folgt den anwachsenden Gletscher anfänglich dem Gefälle der Täler, so stießen sie in weiterer Folge auch talaufwärts in noch unvergletscherte Nebentäler vor. Mit weiterer Eisbefüllung wurden Wasserscheiden überströmt, sodass sich am Höhepunkt ein Eisstromnetz mit einer Reihe von Transfluenzpässen entwickeln konnte, dessen Eisoberflächen sich konsequent von den höchsten Akkumulationsgebieten in den Hohen Tauern zu den Gletscherzungen im nördlichen Alpenvorland absenkten. Aufgrund der tektonisch bedingten Zertalung zwischen Inntal und der Furche von Zell am See ergab sich so ein sehr komplexes Muster von Gletscherabflüssen zwischen dem gegen Osten vordringenden Innegletscher und dem über das Tal der Leoganger Ache und Griesenpass gegen Westen sowie letztlich über den Paß Thurn gegen Norden vorstoßenden Salzachgletscher (Falltabelle 3/Fig. 1, 2).

Für die Vorstoßphase ist aufgrund des durchgehenden Vorkommens von Zentralgneis in der Grundmoräne des Tales zu schließen, dass das Tauerneis aus dem Salzachtal sehr frühzeitig, d.h. bevor die meisten Gletscher der Kitzbüheler Alpen den Talboden erreicht hatten, über den Paß Thurn (1.274 m) in das Achantal vorstieß. Dieses im Verhältnis zu den Lokalgletschern raschere Reagieren der Tauerngletscher ist nicht nur mit dem höhergelegenen Akkumulationsgebiet, sondern auch mit der spezifischen Eisdynamik im oberen Salzachtal zu erklären. Die aus den Tauernhängen heraustretenden Gletscher blockierten sich wechselseitig am Abfluss gegen Osten (a in Falltabelle 3/Fig. 1). Dadurch kam es zu einer raschen Anhebung der Eisoberfläche über die Schneegrenze und letzten Endes zu einem beschleunigten Anwachsen des Eisstromes im Salzachtal.

Der Eisstrom aus dem Salzachtal marginalisierte die Lokalgletscher im Achantal und drang rasch gegen Norden vor (b in Falltabelle 3/Fig. 1). Durch den Vorteil der niedrigen Eisströmung über den Paß Thurn erreichte der Achantalgletscher auch den Talabschnitt der Reither Ache bei Reith und blockierte so den Gletscher aus dem Spertental am hydrografisch vorgezeichneten Abfluss. Erst im Vorfeld des Niederen



Abb. 31.
Die Gletschermühle von Kitzbühel kurz nach der Entdeckung im Jahr 1911. Zum Teil sind noch gut gerundete Mahlsteine in den Kolken ersichtlich (Bild: Archiv der Stadt Kitzbühel).

Kaiser (Blatt 91 Sankt Johann in Tirol) wurde der Achengletscher anfangs durch den Inngletscher und danach auch durch die aus dem Kelchsau-, Windau- und Spertental abfließenden Eismassen bedrängt und zu einem Einschwenken seiner Flussrichtung von S-N auf W-E bis SW-NE genötigt (Falttafel 3/Fig. 2).

Im Zuge des raschen Vorstoßes wurden kleinere Seitentäler, deren Vergletscherung erst im Aufbau begriffen war, durch die großen Gletscher blockiert und es entwickelten sich dort kurzlebige Eisstauseen, deren Seespiegel durch das Anwachsen der Gletscher anstieg. Ausgedehntere Ablagerungen dieser Phase liegen im Einzugsgebiet des Fieberbrunner Tales (31) vor (Falttafel 3/Fig. 2). So findet man im Pletzergraben südlich Weißbach Deltaablagerungen, überlagert von Grundmoräne eines aus dem Fieberbrunner Tal kommenden Gletscherastes (Abb. 60). Deutlich mächtiger, aber von gleicher Genese ist der Talverbau am Ausgang des Stubachtales, der von Scheiter Bach und Sturmbach angeschnitten wird (Falttafel 3/Fig. 1).

Aus dem letztlich voll entwickelten Eisstromnetz am Höhepunkt des Würm-Hochglazials (Abb. 26, Falttafel 3/Fig. 3), dessen Oberfläche sich von 2.200 m (auf der Höhe des Paß Thurn) auf 1.800 m (St. Johann) absenkte, ragten nur mehr die höchsten Gipfel, wie z.B. der Geißstein (2.363 m) und das Kitzbüheler Horn (1.996 m), als Nunatakker heraus. Zeugen dieser ehemaligen Großvergletscherung sind erratische Blöcke aus Zentralgneis, welche am Talrand entlang des Achentaales wie auch des Fieberbrunner Tales die Domäne des von Tauerneis bedeckten Bereiches markieren. Isoliert findet man derartige Blöcke in großer Höhe, so z.B. in 2.210 m knapp südlich des Geißstein (NICKLAS, 1937), wie auch am Höhenrücken des Pinzgauer Spazierganges (Blatt 123 Zell am See), wo der Abfluss der Gletscher schräg zu den Tälern gegen NE erfolgte (BRÜCKNER, 1886). Eine deutliche, häufigere und großflächige Hinterlassenschaft ist mit der Grundmoränendecke in den großen Tälern und deren Flanken gegeben. Diese tritt nördlich Kitzbühel am Bichlach mit mächtigen Drumlins (z.B. Lebenberg) hervor. Letztere dokumentieren, so wie die dort ebenfalls vorliegenden Rundhöcker, die ehemalige Eisflussrichtung. Demgegenüber ist eine



Abb. 32.
Das einzige Zeugnis der
Gletschermühlen ist diese
Steinpyramide aus gerun-
deten Mahlsteinen in Kitz-
bühel (Haltepunkt 5 der
Exkursion in Kap. 11.3).
Foto: J.M. REITNER

Gletschermühle (auch Gletschertopf genannt) ein seltenes Phänomen, das die erosive Arbeit von über Gletscherspalten und Moulins (vertikale Schächte) eingedrungenen Schmelzwässern an der Gletscherbasis veranschaulicht. Ein beeindruckendes Ensemble von zehn derartigen Kolken (Abb. 31) mit noch erhaltenen, perfekt gerundeten und bis zu 10 Tonnen schweren Mahlsteinen (Rollsteinen) wurde im Kitzbüheler Stadtgebiet bei Mühlau in einem inzwischen aufgelassenen Steinbruch (Lok. 12 in Abb. 49) im devonischen Dolomit (Kap. 9.1) freigelegt, dann eine gewisse Zeit vom interessierten Publikum bestaunt und letztlich gesprengt (MUTSCHLECHNER, 1967; WIRTENBERGER, 2011). Das einzige verbliebene Zeugnis dieses einzigartigen Naturphänomens liegt mit einer Steinpyramide, bestehend aus den Mahlsteinen, im Stadtpark von Kitzbühel vor (Abb. 32 bzw. Kap. 11.3).

Frühes Würm-Spätglazial (MIS 2; Termination I)

Mit Beginn des Würm-Spätglazials (Abb. 33) stieg die Schneegrenze an und weite Bereiche des Eisstromnetzes lagen als nicht mehr genährte, stagnierende Gletscher vor, die in sich zusammensanken und sich in weiterer Folge in räumlich getrennte Eiskörper, so genanntes Toteis, separierten (Abb. 34). Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial (z.B. Moränensediment) sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der kollabierenden Toteiskörper abgelagert (Staukörper am Eisrand, 22). Die Ablagerung erfolgte meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden und einsinkenden Eises, besonders dort, wo sich Eiskörper auf Grund

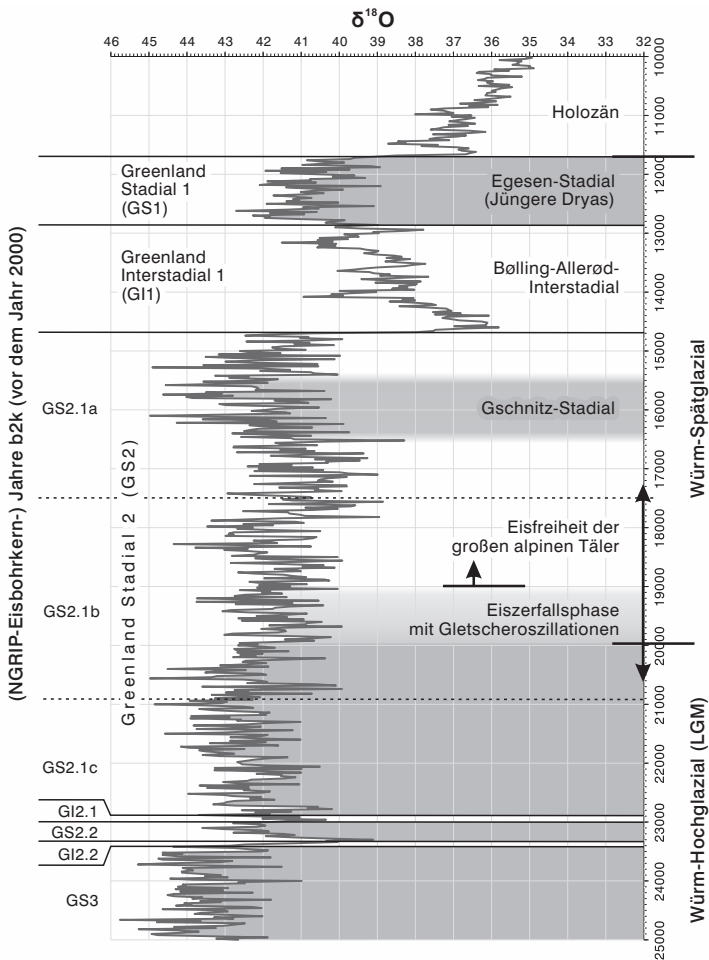


Abb. 33.

Chronostratigraphie, basierend auf dem Grönland-Eisbohrkern ($\delta^{18}\text{O}$ -Kurve und Altersmodell nach dem NGRIP-Eisbohrkern; Grönland-Stadiale (GS) und Interstadiale (GI) nach der INTIMATE-Eventstratigraphie; RASMUSSEN et al., 2014, cum lit.) und der Zuordnung der wichtigsten spätglazialen Sedimente und Ereignisse auf Blatt 122 Kitzbühel bzw. in den Ostalpen (in Anlehnung an IVY-OCHS et al., 2008). Der $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf zeigt die Temperaturschwankungen an. Die Interstadiale sind im Verhältnis zu den Stadien durch höhere Temperaturen gekennzeichnet. Die Eisbohrkernjahre entsprechen etwa Kalenderjahren, bezogen auf das Referenzjahr 2000 (b2k).

ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten. Die höchstgelegenen Vorkommen derartiger Ablagerungen, wie z.B. im Klausgraben im Bereich N' Hahnenkamm, dokumentieren einen um 600 m Mächtigkeit gegenüber dem LGM reduzierten und stagnierenden Eiskörper im Raum Kitzbühel. Die dortigen Deltaablagerungen mit oberstem Ansatz nordwestlich Niedere Streifalm in 1.260 m belegen kurzlebige Eisstauseen und somit instabile Verhältnisse am Eisrand und sind als Momentaufnahmen des raschen Eismassenverlustes anzusehen.

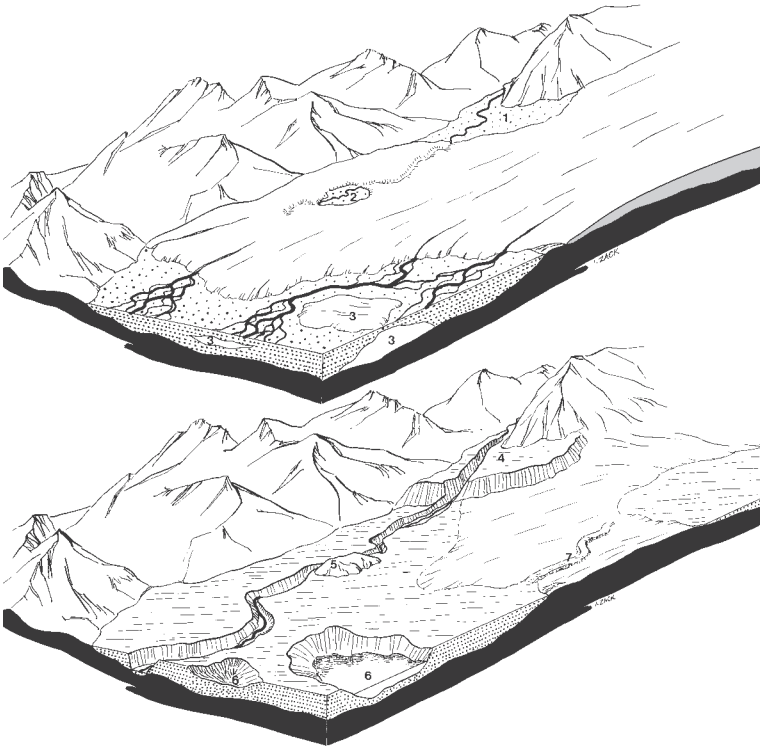


Abb. 34.

Ein abschmelzender (= stagnierender) Eisstrom und seine Ablagerungen (Schemaskizze aus VAN HUSEN, 1987). Die Bedingungen für die Bildung einer Eisrandterrasse (= Staukörper am Eisrand; 1 und 4), einem Kame (2 und 5), von Toteislöchern (3 und 6) und einem Os (7) ersichtlich.

Erst mit der in Resten erhaltenen Endmoräne beim Götschenbühel (Aurach) ist ein markanter Halt im Eiszerfall des Achengletschers erkennbar (Haltepunkt 1 in Kap. 11.4). Zu diesem Zeitpunkt lag im oberen Achantal ein Talgletscher, der vom Salzachgletscher über den Paß Thurn noch eine stark eingeschränkte Dotation erhielt (Abb. 35). Die genährten Gletscher aus dem Trattenbachtal und dem Sintersbachtal waren die einzigen Zuflüsse aus den Kitzbüheler Alpen. Der Aubachgletscher, der während des LGM durch das Tauerneis am Talausgang blockiert war, konnte in dieser Phase vorstoßen und zeigte somit einen mechanisch bedingten Gletschervorstoß, wie er u.a. vom Südrand des Wilden Kaisers (Blätter 90 Kufstein und 91 Sankt Johann in Tirol; REITNER, 2007) bekannt ist. Über die Ausdehnung des Aubachgletschers lässt sich die Höhenlage der Schneegrenze für diesen Zeitraum mit etwas unter 1.600 m abschätzen. Damit ist dieser Zeitabschnitt aus Vergleichen mit dem Raum Hopfgarten noch der Eiszerfallsphase mit Lokalgletscherschwankungen im frühen Würm-Spätglazial zuzurechnen.

Die Zunge des Achengletschers war während dieser Phase nur kurzfristig im Gleichgewicht, wie überfahrene Eisrandsedimente im Einödgraben nördlich Götschenbühel (Abb. 36) und die Morphologie des Moränenkammes indizieren. Dieser kleine Vorstoß ist vermutlich die Folge einer kurzfristigen Klimaoszillation (Tempe-

raturabsenkung und/oder mehr Niederschlag) und der daraus resultierenden Massenwelle aus dem der Gletscherzunge nächstgelegenen Akkumulationsgebiet innerhalb der Kitzbüheler Alpen (Nährgebiet im Einzugsgebiet des Trattenbach- und Sintersbachtals). Im Vorfeld des Achengletschers lag noch Toteis, wie die Höhenlage der vom Gletscher überfahrenen Deltasedimente im Einödgraben anzeigt.

Tiefegelegene Kames und Oser (21), besonders schön ersichtlich am Rand des ehemals von Toteis eingenommenen Schwarzsees (Haltepunkte 7 und 9 in Kap. 11.3), und isolierte Eisstaukörper im nördlichen Achental sind weitere Dokumente dieser finalen Phase des Eiszerfalls im Talbereich. Dazu gehört auch die morphologisch eindrucksvolle Terrasse bei Filzen/Jochberg (17), welche schon die beginnende Verfüllung des letztmals vom Achengletscher eingenommenen Zungenbeckens während des Standes von Götschenbühl (siehe oben) markiert. Tiefer gelegene Eisrandsedimente sind auch im Bereich Fieberbrunn anzutreffen.

Während der Akkumulation der Endmoräne vom Götschenbühl durch den noch über den Paß Thurn mit Tauernis genährten Achengletscher (PATZELT, 1975; REITNER, 2005) waren die Talausgänge der Tauerntäler noch von den jeweiligen Talgletschern erfüllt, ohne dass an diesen Lokalitäten Hinweise auf einen stationären Stand erkennbar waren. So stellt auf der nordexponierten Tauernseite die Häufung großer Gabbro-Amphibolitblöcke an der orografisch rechten Seite des Hollersbachtals (S' Hollersbach) in 1.200 bis 1.600 m das auffälligste glaziale Element in einer für eine Eistransfluenz über den Paß Thurn (1.274 m) erforderlichen Höhe dar.

An der südexponierten Flanke des Salzachtals dokumentieren im Mühlbachtal (N' Mühlbach) die mächtigen, aus Deltasedimenten aufgebauten Eisstaukörper (HEINISCH & ZADOW, 1990) die Abschmelzphase. Das weitere Einsinken und letztlich Schwinden des (Tot-) Eiskörpers im Salzachtal ist dann mit den Eisrandsedimenten bei Jochbergthurn belegt, die zusammen mit den markanten Trockentälern die abschmelzbedingte Tieferlegung der randglazialen Drainage anzeigen.

Letztlich schwanden auch die letzten Toteisreste durch die abschmelzende Wirkung der Wässer, wie auch durch die Wirkungen des Auftriebes der rand- bis subglazialen Wasserkörper (Eisverlust durch Kalben) rasch dahin. Gemäß den morphologischen und sedimentären Befunden erfolgte in Summe ein rascher Kollaps des Eisstromnetzes, ohne dass es zu einer weiteren Stabilisierung im Sinne eines Halts des Achen- wie auch des Salzachgletschers während dieser Phase kam. Nach dieser Phase erreichte kein Lokalgletscher der Kitzbüheler Alpen mehr den Talboden des Achentales, wie auch kein Tauerngletscher das Salzachtal im Bereich des Kartenblattes.

Weiters liegen in den inneren Tälern der Kitzbüheler Alpen (z.B. Pletzergraben und im Tal der Schwarzache) tiefegelegene Seiten- bis Endmoränen vor. Deren Existenz legt kurzfristige Stabilisierungen relativ kleiner Gletscher während der Eiszerfallsphase nahe (b in Falltafel 3/ Fig. 3). Allerdings fehlt hier im Gegensatz zur Situation im Achental, im Raum Hopfgarten und südlich des Wilden Kaiser (REITNER, 2005, 2007) eine charakteristische Verknüpfung mit Eisrandsedimenten und damit Toteis im unmittelbaren Vorfeld. So sind im Pletzergraben bei Fieberbrunn derartige Moränenkörper, die NICKLAS (1937), entsprechend der damaligen Nomenklatur, zu meist als Schlern-zeitlich bezeichnete, bis hinauf zur Oberen Grubalm zu finden. Ein weiteres Beispiel von im Verhältnis zu den Höhenlagen der Kare, welche für die Nährgebiete und letztlich für die Gletscherausdehnung entscheidend sind, sehr tiefegelegenen End- bzw. Seitenmoränen liegt am Ausgang des Sintersbachtals in 1.200 bis 1.300 m vor. Auch die an der Straße nach Rohr (Gemeinde Fieberbrunn) in 1.060 m angeschnittene walförmige Ablagerung (REITNER, 1997) gehört zu dieser Gruppe von Moränenwällen eigenständiger Lokalgletscher. Die dazugehörige

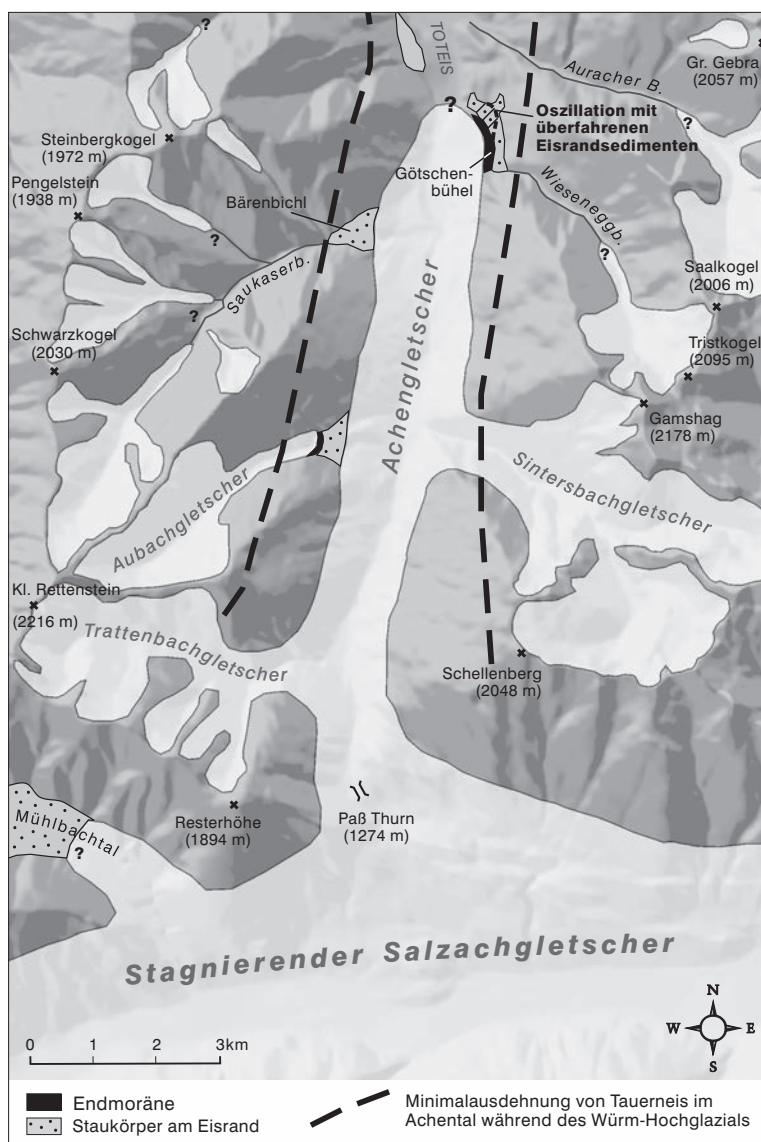


Abb. 35.

Paläogeografische Skizze zur Gletscherausbildung während der Eisrandlage samt Oszillation vom Göttschenbühel (Eiszerfallphase/frühes Würm-Spätglazial). Im Mühlbachtal erfolgten Deltaschüttungen an den Rand des Salzachgletschers, dessen Eis gerade über den Paß Thurn in das Achental abfloß. Die genährten Lokalgletscher aus dem Trattenbach- und Sintersbachtal waren zu diesem Zeitpunkt die einzigen Zuflüsse des Achengletschers aus den Kitzbüheler Alpen. Der Aubachgletscher stieß in ein während des Würm-Hochglazials (LGM) von Tauerneis eingenommenes Gebiet vor, und zwischen ihm und dem Achengletscher wurden Eisrandsedimente abgelagert.

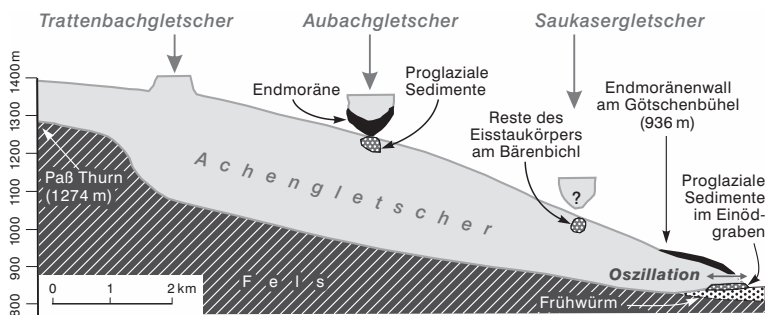


Abb. 36.

Rekonstruierter Achengletscher während der Eisrandlage vom Götschenbühl (Eiszerfallsphase/frühes Würm-Spätglazial) und dessen Verhältnis zu den westlichen Lokalgletschern (6,25-fach überhöht).

Gletscherzunge stammte aus dem Kar nord-nordöstlich Karstein (1.922 m) und lag unterhalb einer Steilstufe wahrscheinlich als regenerierter Gletscher vor (Situation 6b in Falltafel 3/ Fig. 3). Dieser Lokalgletscher machte somit einen Vorstoß in ein eisfrei gewordenes Gebiet, das zuvor im Hochglazial von einem das Fieberbrunner Tal entlang fließenden Eisstrom subglazial überprägt wurde.

Eine zeitliche Einstufung der Sedimente der Eiszerfallsphase stützt sich gesamt-haft auf die Belege im Ostalpenraum. Lumineszenzdatierungen von Deltaabla-gungen einer sehr markanten Eisrandterrasse im Raum Hopfgarten, der sogenann-ten Westendorfer Terrasse (Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger), erbrachte ein Ablagerungsalter von $18,7 \pm 1,7$ ka (KLASEN et al., 2007). Auf das Ende der Eis-zerfallsphase weisen ^{14}C -Daten von organischer Substanz aus dem ehemaligen Traun- und Draugletscherbereich (Zusammenstellung in REITNER, 2007: 82) hin, die eine frühe Eisfreiheit um 19 ka in den großen inneralpinen Tälern anzeigen (Abb. 33).

Gschnitz-Stadial (17–16 ka BP) und die Entwicklung im jüngeren Würm-Spätglazial

Nach der Eiszerfallsphase ist in den Kitzbüheler Alpen, wie auch am Nordrand der Tauern auf Blatt Kitzbühl, nur von einer kleinräumigen Karvergletscherung in den obersten Karräumen auszugehen, ehe ab etwa 17 ka BP als Resultat einer Klimaverschlechterung im Nordatlantikraum der Vorstoß zum Gschnitz-Stadial (KERSCHNER, 2009, cum lit.) erfolgte (Abb. 33). Leider fehlen hinsichtlich des spät-glazialen Inventars der Kitzbüheler Alpen eine moderne systematische Bearbeitung sowie geochronologisch definierte Anhaltspunkte, die eine zeitliche Korrelation der verschiedenen Endmoränen erlauben. Die letzte umfassende Bearbeitung stammt von NICKLAS (1936, 1937), die aufgrund der verwendeten Nomenklatur und des Wis-sensstandes veraltet ist. Zudem erschwert die Überprägung durch Massenbewe-gungen und die nachmalige Aufarbeitung durch Blockgletscher (siehe unten) die Zuordnung. Folgt man der Gliederung von NICKLAS (1937), so liegt beispielsweise im Einzugsgebiet des Pletzergrabens, talaufwärts von den zuvor erwähnten End- bis Seitenmoränen der Oberen Grubalm (siehe Eiszerfallsphase), in dem Kar nördlich des Bischof (2.127 m) in etwa 1.700 m Seehöhe eine Gschnitz-Endmoräne vor (c in Falltafel 3/ Fig. 3). Dies erscheint auch aus heutiger Sicht plausibel, wie auch die von ihm vermutete zeitgleiche Gletscherpräsenz im Bereich der Roßlacke am Sonnspeitz und des Wildsees am Wildseeloder. Selbiges gilt auch für die Kare des Geißstein,

wo anscheinend das Moränenmaterial in einer nachfolgenden Permafrost-Phase in Blockgletscher inkorporiert wurde. Auch das Kar nördlich des Kleinen Rettenstein war zu dieser Zeit sicherlich eiserfüllt.

Mit der rapiden Klimaverbesserung im ausgehenden Spätglazial verschwinden die Gletscher auf Blatt 122 und es setzte mit Beginn des Bølling-Allerød-Interstadials (etwa 14,7 ka BP) die Wiederbewaldung (BORTENSCHLAGER, 1976) ein. Damit entwickelte sich sukzessive eine die Hänge stabilisierende Vegetationsdecke (Abb. 33). Die Entwicklung von den ersten Pionierpflanzen bis in das Holozän ist in der Pollenstratigraphie sowohl von Giering und Hasenmoos (beide am Bichlach) als auch des Wasenmooses am Paß Thurn dokumentiert (BORTENSCHLAGER, 1976).

Mit der Erwärmung und dem Zurückweichen der Gletscher im Spätglazial rückte auch die Untergrenze des Permafrostes höher. Davon zeugen Blockgletscherablagerungen (= reliktsche Blockgletscher; 20). Diese treten häufig in Staffeln, aufgebaut aus diversen alten Generationen von Blockgletscherablagerungen, auf. Aus Vergleichen mit anderen Gebirgsgruppen (SAILER & KERSCHNER, 1999, cum lit.) ist zu vermuten, dass viele Blockgletscherablagerungen in den höheren Arealen den drastischen Klimarückschlag der Jüngeren Dryas (~Egesen-Stadial in der Glazialstratigraphie; 12,8–11,7 ka BP) markieren, als eine Gletscherbildung in den Karen auf Blatt 122 aufgrund der Höhenlage nicht mehr möglich war. Wenige tiefere Blockgletscherablagerungen mit Untergrenzen bis hinab auf 1.600 m sind vermutlich Bildungen der Ältesten Dryas (>14,7 ka BP; vor dem Bølling-Allerød-Interstadial) zuzuordnen.

So wie in anderen ehemals vergletscherten Gebieten (z.B. Gailtal; REITNER et al., 1993) ist davon auszugehen, dass die meisten großen Massenbewegungen an den glazial übersteilten Talflanken unmittelbar mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung im frühen Spätglazial einsetzten.

Holozän (MIS 1; 11,7 ka BP bis heute)

Die in den Pollenprofilen der Moore (BORTENSCHLAGER, 1976; siehe Beschreibung der Leg. Nr. 6 und 7) dargelegte Vegetations- und daraus abgeleitete Klimaschicht zeigt mit Beginn des Holozäns (ab 11,7 ka BP) eine kräftige Erwärmung (Abb. 33), und damit einhergehend das Hinaufwandern der Waldgrenze. Aus Untersuchungen anderer Moore sowie dendrochronologischen Untersuchungen von Tiroler Gebirgslandschaften ist bekannt, dass schon bald ab ca. 10 ka die maximale Baumgrenze erreicht wurde und in weiterer Folge während der häufigen thermischen Optimumphasen im frühen und mittleren Holozän immer wieder eingenommen wurde. Diese schwankte dann entsprechend des Klimaganges in einer Bandbreite von 200–250 m (NICOLUSSI, 2009, cum lit.), wobei die tiefsten Werte bei kühlem und feuchtem Klima erreicht wurden. Wechselnde Klimaverhältnisse, wenn auch mit einer im Verhältnis zum Pleistozän geringen Amplitude (so lag die Temperaturschwankung bei etwa 2 °C; NICOLUSSI, 2009), hatten einen maßgeblichen Einfluss auf das Sedimentations- und Erosionsgeschehen in den Tälern. Da mit den durch großräumige und tiefgreifende Massenbewegungen aufgelockerten Hangflanken kriechende, und damit immer wieder regenerierbare Geschiebeherde für Muren am Hangfuß vorlagen, bestimmte maßgeblich der Niederschlag und seine zeitliche Verteilung das Murengeschehen. Aus den Untersuchungen von PATZELT (1987) aus angrenzenden Gebieten geht hervor, dass während der feuchten und kalten Phasen (um 10600 und ~ 8300–6800 BP) ein Vorbau von Schwemmfächern erfolgte. Demgegenüber fanden die Erosionsphasen um ~ 6800 bis ~ 5100 statt. Für das Kartenblatt 122 fehlen leider systematische Studien hierzu. So gibt es nur isolierte

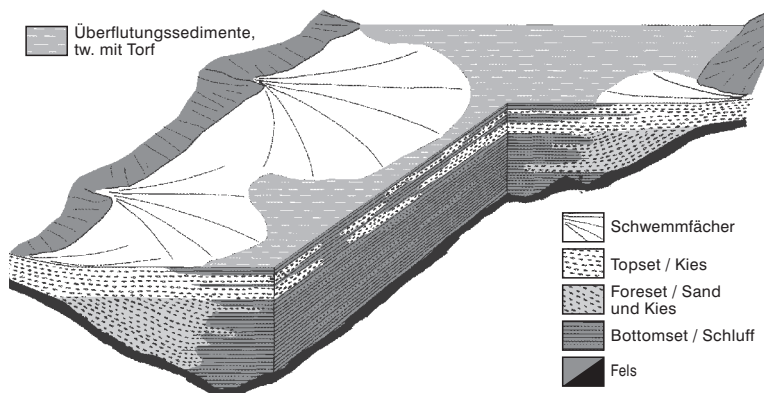


Abb. 37.

Modell für die Sedimentfüllung des oberen Salzachtales (Schemaskizze; VAN HUSEN, unpubl.). Das feinkörnige Bottomset (Bänderschluße) verzahnt sich mit den von den Seitenbächen der Salzach geschütteten sandig-kiesigen Delta-Foresets. Vorbauende Schwemmfächer führten zu einer Reduktion des Talgradienten und einer Wiederholung des kiesigen Topsets in der Sequenz. Außerhalb der Schwemmfächer dominieren in der Talflur feinkörnige Überflutungssedimente und Vernässungen mit phasenweiser Torfbildung.

datierte Holzreste aus dem Gebiet der Reither Ache und von einzelnen Schwemmfächern bei Kitzbühel.

Die Daten von zwei Bohrungen aus dem Salzachtal bei Mittersill und am Ausgang des Stubachtales geben ein anderes und bis jetzt weniger differenziertes Bild wieder: Stabile Phasen mit Torfwachstum werden gefolgt von Abschnitten mit starker Sedimentation. Obwohl es noch keine systematische Auswertung der Bohrungen gibt, ist bei Mittersill (KB 5/05 Hochwasserschutzdamm in Kap. 10) in Summe seit Beginn des Holozäns eine Aufhöhung (Aggradation) des Talbodens um bis zu 14 m zu erkennen. Eine Besonderheit des Salzachtales ist das (weitgehende) Fehlen von Erosionskanten am Rand der großen Schwemmfächer, wie sie für das Kitzbüheler Achenal und das Inntal (PATZELT, 1987) charakteristisch sind. Somit entsteht der Eindruck einer im Schutt ertrunkenen Tallandschaft, wo die meisten Ortschaften aufgrund der Überschwemmungsgefahr und letztlich auch der besseren Baugrundverhältnisse auf den Schwemmfächern der Seitenbäche sitzen (Abb. 37). Der Grund für diese Situation, die sich auch in einem geringen Talgradienten und mäandrierender Salzach mit verlassenen Altarmen manifestiert, ist noch nicht endgültig geklärt. Letztlich dürfte das Geschehen im Bereich des Zeller Sees (Blatt 123 Zell am See), mit starken, phasenweise progradierenden Schwemmfächern aus dem Fuscher Tal und aus dem Saalachtal (Glemmtal), einen maßgeblichen Einfluss auf die Entwicklung der Auflandung im oberen Salzachtal haben.

Menschliche Aktivität erfolgte auf dem Kartenblatt im Holozän sicherlich schon im Mesolithikum, wo, wie von anderen Gegenden bekannt, schon eine erste, in ihren Ausmaßen geringe Ausdünnung des Waldes mittels Brandrodung durch mesolithische Jäger nachweisbar ist (PATZELT, 1987). Die neolithische Rodungstätigkeit und der Ackerbau als Folge der Sesshaftigkeit hatte schon um etwa 6.000 Jahre vor heute eine gewisse Auswirkung auf die Vegetation, wie das Pollenprofil von Giering am Bichlach (BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER, 1981) zeigt. Dieses Bild änderte sich massiv mit der Urbarmachung in der Bronzezeit, wobei der Raum Kitzbühel/

Jochberg mit der Bergbautätigkeit auf der Kelchalm (PITTONI, 1968; FEICHTER-HAID et al., 2013) einer der ersten Kulminationspunkte war. Der Bedarf an Holz für die Verhüttung, wie auch die Ernährung der Bergleute und ihrer Familien zogen eine intensive Waldnutzung und die Ausweitung der Almwirtschaft nach sich. Diese Tätigkeit sowie Rodungen spiegeln sich im Drücken der Baumgrenze wider (VIEHWEIDER & OEGGL, 2013). Die in dieser Zeit in die Täler vorbauenden Schwemmfächer werden aber überwiegend als Resultat eines starken Klimarückschlages angesehen (PATZELT, 1987). Letztlich ist hier für den Raum Kitzbühel eine greifbare anthropogene Komponente im geologischen Geschehen plausibel. Im Verlauf der weiteren historisch nachgewiesenen Bergbaugeschichte um Kitzbühel (MUTSCHLECHNER, 1968; siehe Kap. 3.5) manifestiert sich dieser Einfluss, wobei die ausgedehnten Halden (SCHEDL et al., 1996) die Hinterlassenschaft dieser auf Rohstoffgewinnung ausgerichteten Aktivitäten darstellen. Ihre Nachwirkung ist bis in die heutige Zeit durch eine lokal erhöhte Schwermetallbelastung mancher Böden ersichtlich (SCHAFER et al., 2001; NEINAVAE et al., 2001). Demgegenüber erscheinen die Auswirkungen der Massenrohstoffgewinnung wie des „Diabas“ in Oberndorf (siehe Bergbaugelände südöstlich Oberndorf in Abbildung 27) oder des Wenns-Vitlehener Kalkes im Salzachtal nur als ein temporärer Eingriff in die Schönheit der Landschaft.

Die Starkniederschläge und die letzten Hochwässer im Juni 2013 und Juli 2014 (Abb. 71) waren aus menschlicher Sicht tragische Katastrophen, in denen sich allerdings die aktuelle geologische Dynamik abbildete. So zeigen die Murenanrisse im Juni 2013 im Stubachtal (Tafel 7/Fig. 4) und Felbertal den massiven Massenabtrag an den Hängen und lineare Erosion in den steilen Gerinnen, wogegen flache Talstrecken durch Murensedimente und großflächig mit meist schluffig-sandigen Überflutungssedimenten das Sedimentationsgeschehen dokumentieren. Angesichts der außergewöhnlichen Niederschlagsmengen (EYBL et al., 2014) erscheint die Dynamik der Prozesse sowie bei den vorhergegangenen Ereignissen im Juli 2005 und August 2002 (nur Kitzbüheler Ache und Fieberbrunner Ache) als natürlich. Allerdings führen die Erschließungen der Landschaft für den Tourismus mit Pisten- und Liftbau, wie auch durch Forstwege sowie Änderung der Beweidung zu Eingriffen in den Hangwasserhaushalt. So zeigen Studien aus dem Saalachtal (PIRKEL, 1991), dass derartige Eingriffe das Abflussregime der Wildbäche und damit katastrophale Murenschübe beeinflussen können.

6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendelemente)

In diesem Kapitel werden die Legendenausscheidungen der Karte beschrieben. Gemäß den redaktionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt erfolgt ihre Erläuterung in absteigender Reihenfolge, beginnend mit Nummer **139** und endend mit Nummer **1**. Zu Beginn wird auch auf einige der „Diversen Zeichen“ eingegangen, die in der aktuellen Karte Lokalitäten mit spezieller erdwissenschaftlicher Relevanz markieren. Es sei darauf hingewiesen, dass die Abfolge der als Legendenkästchen dargestellten lithostratigrafischen Einheiten und Lithologien in den Nördlichen Kalkalpen einer stratigrafischen Abfolge entspricht, während dies in allen anderen tektonischen Einheiten nur teilweise gegeben ist. Die in den Legendenüberschriften genannten tektonischen Einheiten und mehrere informelle Einheiten wurden bereits in Kapitel 4 erläutert.

6.1. Diverse Zeichen

(G. PESTAL & J.M. REITNER)

Fundstelle von Acritarchen, Landpflanzen-Detritus, Conodonten, bzw. von Makrofossilien

Mit den Fossilzeichen sind Lokalitäten im Bereich des Kartenblattes markiert, an denen stratigrafisch bedeutende Fossilien gefunden wurden. Ihre Beschreibung erfolgt bei den entsprechenden Legendennummern.

Palynologisches Profil

Mit diesem Symbol wurden die relevanten Profile gekennzeichnet, von denen Pollenanalysen durchgeführt wurden. Das betrifft einerseits das von BORTENSCHLAGER (1976) untersuchte Wasenmoos am Paß Thurn sowie die Moore am Bichlach, Giering (westlich Gieringer Weiher), Lutzenberg (SE Münichau) und Hasenmoos (zwischen Steuerberg und Hasenberg). Dazu gibt es unter **(7)** Hochmoor und **(6)** Niedermoor, Vernässung, detaillierte Erläuterungen (Tab. 2; Abb. 68). Andererseits werden damit jene palynologischen Profile markiert, die für die stratigrafische Einstufung der „Kitzbüheler Terrasse“ (**32**, **33**) entscheidend waren. Die Symbole indizieren die Lage der Bohrung T2 (Kap. 10) auf der Achse des Lebenbergtunnels und das Profil Lebenberg E (Abb. 49–53).

Mehrteiliges Pleistozänprofil

Am Ostabhang des Lebenbergs (nördlich Kitzbühel) ist damit die Lage des Profils Lebenberg ESE markiert, das gemeinsam mit dem Profil Lebenberg E (siehe „Palynologisches Profil“), die komplettesten Abfolgen der quartärgeologischen Situation nördlich Kitzbühel bietet (Abb. 49). Sie reichen von der Talfüllung im Tal der Kitzbüheler und Jochberger Ache (**32**) und den Schluffen mit Lignit darin (**33**) bis zur Grundmoräne (**30**) und damit vom Spätriß, bzw. mehr spezifisch vom Riß-Spätglazial, über das Frühwürm bis zum Würm-Hochglazial (Abb. 50).

Das zweite Profil befindet sich im Einödgraben (Kochau/Gemeinde Aurach) und erfasst u.a. wiederum die Einheiten der Leg. Nr. **33**, **32** und **30** (siehe Details darin und in der Exkursion in Kap. 11.4). Es bietet einen einmaligen stratigrafischen Querschnitt vom Frühwürm bis in das frühe Würm-Spätglazial (Abb. 57–59).

Aufschlussbohrung

Auf der Karte sind nur einige wenige Bohrungen dargestellt, die im Kapitel 10 auch noch kurz erläutert und dargelegt werden. Es wird darauf hingewiesen, dass für Tirol im Internet ein Wasserinformationssystem Tirol (<https://www.tirol.gv.at/umwelt/wasser/wis/>) mit aktualisierten Daten verfügbar ist. Für das Salzburger Gebiet wird unter <http://www.salzburg.gv.at/sagisonline> unter „Rohstoffe und Geologie“ ein Überblick über die im „Baugrunderkaster“ verfügbaren Bohrungen gegeben. Details zu den Bohrungen liegen im Referat 6/01, Landesgeologischer Dienst des Amtes der Salzburger Landesregierung, auf.

Steingewinnung aus Hangschutt und Blockwerk

Unter diesem Symbol sind Abbaustellen eingetragen, in denen Lockergesteine periodisch abgebaut wurden bzw. noch abgebaut werden (Kap. 9.1).

Steinbruch

Das Steinbruchsymbol kennzeichnet sowohl Abbaue auf Festgesteine (Kap. 9.1), die in Betrieb stehen, als auch jene, die sich während der geologischen Aufnahmen für Blatt 122 Kitzbühel in Betrieb befanden.

Schwefelquelle

Auf dem Kartenblatt Kitzbühel sind zwei mineralisierte Quellen verzeichnet, die als Schwefelbad NW Fieberbrunn und als Heilbad Burgwies östlich von Mittersill bekannt geworden sind (Kap. 8).

Quelle, Quellgruppe

Ergänzend zu den Informationen der topografischen Karte wurden einige wichtige Quellen und Quellgruppen hervorgehoben, deren hydrogeologischer Zusammenhang zum Teil im Kapitel 8 erläutert wird.

Urzeitlicher Kupfererzbergbau (Kelchalpe)

Mit diesem Zeichen ist ein Bereich am Bergrücken des Jufen zwischen der Kelchalpe und dem Wildalmgraben markiert, in dem sich zahlreiche Scheidehalden eines urzeitlichen Kupfererzbergbaues befinden. In diesem Gebiet wurde bronzezeitlich während der Urnenfelderkultur (etwa 1300 bis 800 v. Chr.) Kupfererz abgebaut (KOCH WALDNER, 2013; VIEHWEIDER & OEGGL, 2013). Entdeckt wurde der urzeitliche Bergbau Mitte des 19. Jahrhunderts, als man im Bergbaurevier Kelchalpe beim Vortrieb des Danielstollens auf den „Alten Mann“ stieß (PITTONI, 1968; Kap. 3.5). Als „Alten Mann“ bezeichnen die Bergleute jene Teile einer Lagerstätte, die in einer früheren Periode abgebaut und wieder verlassen wurden.

Schaubergwerk (Jochberg)

Das Stollensymbol kennzeichnet den Erbstollen (Abb. 38) des montanhistorisch relevanten Bergbaureviers Kupferplatte (Kap. 3.5) in Jochberg. Hier wurde im Jahr 1990 ein Schaubergwerk errichtet, das in den folgenden Jahrzehnten stetig erweitert wurde.

Bergbau, außer Betrieb

Mit diesem Zeichen sind alle ehemaligen (heute vor allem montanhistorisch relevanten) Bergbaugebiete des Kartenblattes gekennzeichnet, in denen Erze (Ni = Nickelerz, Pb = Bleiglanz, Ba = Baryt, Hm = Hämatit, Fe = Siderit, Py = Pyrit, Cu = Kupferkies, Fhl = Fahlerz) abgebaut oder beschürft wurden (Kap. 3.5, 9.3).



Abb. 38.
Das Mundloch des Erbstollens des Schaubergwerkes Kupferplatte in Jochberg (Foto: G. PESTAL).

Bergbau, in Betrieb

Das Bergbausymbol kennzeichnet das Bergbauggebiet, in dem während der geologischen Aufnahmen für Blatt 122 Kitzbühel Magnesit (= Mg) abgebaut wurde (Kap. 9.2).

6.2. Tauernfenster

(G. PESTAL)

Der tektonische Begriff Tauernfenster wird im Kapitel 4.1 erläutert.

Venediger-Deckensystem

Das Venediger-Deckensystem wird im Kapitel 4.1.1 erläutert.

Sturmannseck-Schuppe (abgescherter Teil der Granatspitz-Decke)

Die Sturmannseck-Schuppe wird im Kapitel 4.1.1 erläutert.

6.2.1. Zwölferzug-Gruppe (Paläozoikum)

Als **Zwölferzug-Gruppe** erfassten FRANK et al. (1987a) polymetamorphe Amphibolite (138), Hornblende-Plagioklasgneise (138) und Muskovitaugengneise (139). Diese Gesteine besitzen Mineralphasen und Relikte von Mineralen, die während einer voralpidischen, amphibolitfaziellen Metamorphose gebildet wurden. Daher werden sie von FRASL (1958), bzw. FRASL & FRANK (1966) zum „Altkristallin“ gezählt.

Das **Typusgebiet der Zwölferzug-Gruppe** liegt südlich der Blattschnittsgrenze des Kartenblattes 122 Kitzbühel am benachbarten Blatt 152 Matrei in Osttirol. Hier streichen die Vorkommen dieser Gesteine in W–E-Richtung vom Felbertal über den namensgebenden Zwölferkogel zum Stubachtal. Am Kartenblatt Kitzbühel finden wir diese Gesteine in einem vom Zwölferzug tektonisch abgetrennten Vorkommen im Bereich der Sturmmannseck-Schuppe (Kap. 4.1.1).

Metamorphose

An den Amphiboliten (**138**) vorgenommene petrografische Untersuchungen (PETRAKAKIS & KOLLER, 1981; FRANK et al., 1981) dokumentieren zwei deutlich unterscheidbare Mineralparagenesen. Die ältere, wahrscheinlich variszische Paragenese, kann mit Amphibol 1 + Granat + Plagioklas + Quarz + Epidot 1 + Erz (Rutil) angegeben werden. Eine jüngere, alpidische Paragenese besteht aus Amphibol 2 + Phengit + Albit + Chlorit + Epidot 2 + Titanit + Kalzit. Die ältere Amphibolgeneration hat pargasitische bis edenitische, die jüngere aktinolithische Zusammensetzung. Aus der Mineralchemie der Amphibole lassen sich Temperaturen von 550 °C für die voralpidische, amphibolitfazielle Metamorphose ableiten. Die für die Tauernkristallisation ermittelten Temperaturen von rund 400 °C zeigen, dass zu jener Zeit lediglich grünschieferfazielle Bedingungen in diesem Gebiet erreicht wurden.

Eduktalter

An grobkörnigen Granat führenden Amphiboliten (**138**) der Zwölferzug-Gruppe durchgeführten Zirkondatierungen (VON QUADT, 1992) lassen rund 485 Ma alte magmatische Protolithen (= Ausgangsgesteine) erkennen. Die Datierung eines Granodioritgneises lieferte den Alterswert von 374 Ma und detritische Zirkone aus den Muskovitaugengneisen (**139**) des Zwölferzuges ergaben 358 bis 345 Ma als maximales Ablagerungsalter ihrer Ausgangsgesteine (EICHORN et al., 2000; KEBEDE et al., 2005). Die geochronologischen Untersuchungen zeigen, dass verschieden alte Ausgangsgesteine am Aufbau der Zwölferzug-Gruppe beteiligt sind. Diese haben aber eine gemeinsame, mehrphasige tektonometamorphe Entwicklung erfahren.

139 Muskovitaugengneise

Im Verband mit den nachfolgend beschriebenen Leitgesteinen (Amphibolit und Hornblende-Plagioklasgneis, **138**) treten im Zwölferzug und in der Sturmmannseck-Schuppe (Kap. 4.1.1) grob geflaserte, gebankte bis plattige **Muskovitaugengneise** (**139**) auf. In frischen Stücken sind die Paragneise ziemlich hell, z.T. cremefarbig, z.T. grau. Sie führen stets milchigen Plagioklas, grauen Quarz und grobblättrigen, silbrigen Muskovit. Kalifeldspat ist eher selten und kommt nur bereichsweise vor. Die Nebengemengteile der Muskovitaugengneise sind Chlorit, Biotit, Epidot, Karbonat und bis zu zwei Zentimeter große, einschlussreiche Granate. Ferner treten noch fallweise Apatit, Zirkon und opakes Erz auf. Die großen, einschlussreichen Granate, die grobblättrigen, bereichsweise zentimetergroßen Muskovite und die stark gefüllten Plagioklase werden als Relikte der voralpidischen Metamorphose interpretiert (FRASL & FRANK, 1966).

In tektonisch stark beanspruchten Zonen tritt neben dem grobblättrigen Muskovit eine junge, feinblättrige Helglimmergeneration auf. Die Gesteine werden insgesamt glimmerreicher und durch die Variationen im Modalbestand der Hauptminerale entwickeln sich in diesen Abschnitten fließende Übergänge von den Muskovitaugengneisen zu grünlich grau gefärbten Glimmerschiefern. Die großen einschlussreichen Granate werden in diesen Abschnitten häufig von zentimetergroßen Chloritpseudomorphosen nach Granat ersetzt.

138 Amphibolit, Hornblende-Plagioklasgneis

Die **Amphibolite (138)** sind mittelkörnige, bankige, sehr zähe Gesteine. Sie lassen sich aufgrund ihres Mineralbestandes in verschiedene Typen gliedern, welche oft wechsellagern. Die dunkelgrün gefärbten Typen bestehen vorwiegend aus über 5 mm großen, kurzsäuligen, meist schlecht geregelten Amphibolen. Am häufigsten finden sich etwas hellere Typen, bei denen man bereits in den Handstücken neben den Amphibolen eine recht regelmäßig verteilte Zwischenmasse aus mattweißem Plagioklas erkennt. Als dritter Gesteinstyp sind Granat-Amphibolite zu nennen, die bis mehrere Zentimeter große einschlussreiche Granate führen. Die Amphibolgehalte liegen meist über 50 %, daneben tragen zum Modalbestand Plagioklas mit 20–40 % und Granat im Granat-Amphibolit mit bis zu 20 % bei. Die voralpine Amphibolgeneration erscheint im Dünnschliff gelblichgrün mit z.T. braunen Kernen. An Einschlüssen sind Quarz- und Epidot-Körner zu nennen. Die alpine Amphibolgeneration findet man zusammen mit Chlorit in aktinolithischen Anwachssäumen. Die Chloritbildung ist generell gering, sie erfolgt aber nicht nur randlich, an Spaltrissen orientierte Umwandlungen wurden auch im Inneren der Amphibole beobachtet. Im Dünnschliff erkennt man weiters, dass die verzwillingten, ehemals anorthitreichen Plagioklase dieser Gesteine nun dicht, vorwiegend mit Hellglimmer, z.T. auch mit Klinoisit/Pistazit gefüllt sind. Die Nebengemengteile sind runde bis etwas längliche Epidotkörner, reichlich Titanit, öfters mit Rutilkernen, Quarz, fallweise Granat, opakes Erz, die oben genannten Umwandlungsprodukte (Chlorit, Hellglimmer, Klinoisit/Pistazit) sowie selten Biotit. Ferner treten noch akzessorisch Apatit und Zirkon auf.

Die **Hornblende-Plagioklasgneise (138)** sind bankige, fein bis mittelkörnige, zähe Gesteine (Tafel 6/ Fig. 3), deren mattweiße Farbe im Handstück durch dunkelgrüne, säulige Amphibolminerale etwas aufgelockert wird und dunkelgrün gepunktet wirkt. Sie sind verbreitet duktil deformiert und zeigen eine gute Regelung der Amphibolkristalle. Der Modalbestand dieser Gesteine setzt sich zum überwiegenden Teil aus verzwillingtem, stark gefülltem Plagioklas und Quarz zusammen. Der Prozentsatz der im Gestein vorkommenden Amphibole beträgt meist nur 10 bis maximal 20 %. Bereichsweise verschwinden die Amphibole auch zur Gänze aus dem Gestein, welches dann weiß gefärbt und als Plagioklasgneis anzusprechen ist. In einigen Abschnitten konnten auch Hornblende-Plagioklasgneis-Varietäten mit mehreren zentimetergroßen, einschlussreichen Granaten aufgefunden werden. Die im Dünnschliff beobachtete Ausbildung der Hauptminerale sowie die in den Paragenesen vertretenen Nebengemengteile entsprechen ziemlich genau jenen der Amphibolite (siehe oben).

Die dunkelgrünen Amphibolite und die weiß-grünlich gepunkteten Hornblende-Plagioklasgneise treten oft in charakteristisch gebänderten, primär wahrscheinlich intrusiv gebildeten Gesteinspaketen aus scharf begrenzten, zentimeter- bis meterdicken Wechselfolgen auf. Als Ausgangsgesteine werden Gabbros, Diorite, Quarzdiorite und Aplitgänge vermutet.

Zillertal-Decke, Tux-Decke (in der Kartenlegende als Falkenbachlappen, Habachzunge und Habachmulde betitelt)

Die genannten Einheiten des Venediger-Deckensystems werden im Kapitel 4.1.1 erläutert.

6.2.2. Habach-Gruppe (Paläozoikum)

FRASL (1958) bezeichnete als „**Habachserie**“ (= **Habach-Gruppe i. e. S.** nach FRANK et al., 1987a) eine km-mächtige Gesteinsabfolge mit bedeutenden Vorkommen dunkler Phyllite („Habachphyllit“), die mengenmäßig aber noch von Anteilen metamorpher magmatischer Gesteine übertroffen werden. Unter den Letztgenannten überwiegen die basischen Metamagmatite, aber auch Ultrabasite sowie saure und intermediäre Metavulkanite, einschließlich metamorphe pyroklastische Gesteine, sind vertreten. Die Gesteine der Habach-Gruppe bilden speziell im nördlichen Teil der mittleren Hohen Tauern und in den westlich daran anschließenden Arealen der Zillertaler Alpen mehrere großflächige Vorkommen, die auch bedeutende Mächtigkeiten erreichen können. Die große Bandbreite der metamorphen magmatischen Gesteine wurde von STEYRER (1983), PESTAL (1983), KRAIGER (1989) und HÖCK (1993) eingehend petrologisch und geochemisch untersucht und es stellte sich heraus, dass ihre Entstehungsgebiete in zumindest zwei plattentektonisch sehr kontrovers definierten Bereichen angesiedelt waren. Metamorphe Ophiolithe und vielfältige metamorphe, kalk-alkalische Vulkanite konnten im Zuge dieser Arbeiten identifiziert werden. Die von pelitischen, siliziklastischen Ausgangsgesteinen abgeleiteten dunklen Phyllite (**126**) (= „Habachphyllite“) kommen sowohl innerhalb der metamorphen Ophiolithe, als auch im Verband mit den wesentlich jüngeren sauren und intermediären Metavulkaniten vor.

Eduktalter

Geochronologische Untersuchungen, die von VON QUADT (1992), PEINDL & HÖCK (1993), EICHHORN et al. (2000, 2001) und KEBEDE et al. (2003, 2005) durchgeführt wurden, errichteten Eduktalter für die Gesteine der Habach-Gruppe, die eine enorme Zeitspanne (vom Kambrium bis ins Perm) umfassen. Die Altersdaten und die Geochemie präzisieren kambrische (rund 540 bis 500 Ma alte), metamorphe Ophiolithe und karbone bis unterpermische (rund 350 bis 290 Ma alte) metamorphe vulkanosedimentäre Gesteinsabfolgen. Die letztgenannten, vorwiegend sauren bis intermediären Metavulkanite und die mit diesen verbundenen Metasedimentgesteine entstanden im Zuge verschiedener syn- und spätvariszischer magmatischer Aktivitäten (VESELÁ et al., 2011). Es zeigte sich, dass in der Habach-Gruppe auch jene ursprünglich als Vulkanite abgelagerten Gesteine vorkommen, deren plutonische Äquivalente Beiträge zu den granitischen Protolithen einiger Zentralgneistypen lieferten.

Bemerkungen zum Typusgebiet und zur Definition der Habach-Gruppe

Die Habach-Gruppe basiert auf der von FRASL (1958) begrifflich sehr weit gefassten „Habachserie“ (siehe oben). Der genannte Autor benannte die gegenständliche geologische Einheit nach dem zwischen Bramberg und Neukirchen vom Salzachtal nach Süden abzweigenden Habachtal bzw. nach dem nördlich des Talausgangs gelegenen kleinen Ort Habach. Als ihr Typusgebiet definierte er den Talgrund sowie die darüber anschließenden Talflanken im nördlichsten, etwa 3 km langen Abschnitt des Habachtales. FRASL stufte die „Habachserie“ in seiner 1958 publizierten „Seriengliederung“ als Altpaläozoikum ein, schloss aber einen jungpaläozoischen Anteil nicht aus. Seine stratigrafische Vermutung eines altpaläozoischen Alters beruhte auf recht allgemein gehaltenen lithologischen Vergleichen mit anderen, zu jener Zeit aus den Ostalpen bekannten Einheiten. Durch seine Geländekenntnisse war ihm bekannt, dass einerseits die gegenständliche Gesteinsfolge im Gebiet der Sulzbachzungen und der Habachzunge von den variszischen Zentralgneisen intrudiert wird, und dass andererseits im nördlichen Stubachtal die permisch bis unter-

triassische „Wustkogelserie“ (= Wustkogel-Formation) die Gesteine der „Habach-Gruppe“ überlagern. Man konnte also von gesicherten prä-permischen Edukten ausgehen.

Die Habach-Gruppe wird als übergeordneter (informeller) Begriff in den Legenden der Geologischen Karten 1:50.000, Blatt 152 Matrei in Osttirol, Blatt 153 Großglockner, Blatt 123 Zell am See und Blatt 122 Kitzbühel im ursprünglichen, von FRASL (1958) vorgeschlagenen Umfang verwendet. Während der Ausgabe dieser Kartenblätter, die sich von den 1980er bis zu den 2000er Jahren erstreckte, führte der wissenschaftliche Fortschritt allmählich zur Erkenntnis, dass die Habach-Gruppe mehrere (lithodemische) Gesteinskomplexe umfasst, die auf Grund des plattentektonischen Environments ihrer Entstehungsgebiete und ihres Alters weiter differenzierbar sind (PESTAL et al., 2005, 2009). Daher werden im aktuellen Erläuterungsheft die kambrischen, rund 540 bis 500 Ma alten, metamorphen Ophiolithe **Hollersbach-Komplex** benannt. Die karbonen bis unterpermischen, 350 bis 290 Ma alten, metamorphen, vulkano-sedimentären, vorwiegend sauren bis intermediären Gesteinsabfolgen werden im Folgenden als **Peitingalm-Komplex** bezeichnet. Die Peitingalm befindet sich in der westlich, oberhalb des äußeren Habachtales gelegenen Talflanke, im Dissertationsgebiet von FRASL (1949), siehe dazu auch KARL & SCHMIDEGG (1979).

134 Serpentin, untergeordnet Talkschiefer (Felbertal und Roßalm)

135 Metagabbro

136 Metaagglomerat

137 Dunkler Phyllit z.T. Talk und Karbonat führend

Im nördlichen Abschnitt des Tauernfensters südlich von Mittersill wurden weitgehend serpentinierte Ultrabasite und mit diesen verbundene Metabasite kartiert. Die teilweise am Kartenblatt 152 Matrei in Osttirol und teilweise am Kartenblatt 122 Kitzbühel gelegenen Gesteinsvorkommen befinden sich westlich und östlich des Felbertals, zwischen dem Schiederhof und dem Gasthof Haidbach, und setzen sich als tektonisierte, dünne Späne nach Osten über den oberen Felber Berg bis zum Scheibelberg fort.

In den Aufschlüssen zeigen die **Serpentinite (134)** meist rostbraun angewitterte Oberflächen. Beim Anschlagen erweisen sie sich als zähe, feinkörnige Gesteine mit splitterndem Bruch, die im frischen Handstück dunkelgrün gefärbt sind. Die insgesamt massiven und ziemlich verwitterungsresistenten Serpentine formen verbreitet massige Felsen. Die angetroffenen Felsformationen erstrecken sich über mehrere Zehnermeter, oft auch über mehrere hundert Meter und sie liegen im Bereich des aktuellen Kartenblattes talnah. Die Verwitterung der Serpentine erfolgte bzw. erfolgt vorrangig durch Frostsprengung und orientiert sich in erster Linie an ihren wasserwegigen Klüftflächen. Dadurch entstehen grobe Blöcke unterschiedlicher Größe, die zeitlich getrennt, immer wieder als Abbrüche von den Felswänden herunter stürzen. So wird beispielsweise südlich von Unterfelben (auf Blatt 122) bis Großbruck (auf Blatt 152) ein etwa 1 km² messendes Areal von oft mehrere Kubikmeter großen Serpentinblöcken bedeckt, die in der aktuellen Karte als Grobblockwerk (11) erfasst wurden.

Petrografisch kann der Ultrabasit als feinkörniger Antigorit-Serpentin angesprochen werden, der reichlich opakes Erz führt. Die Erzphasen wurden als Cr-führender Magnetit, Kupferkies und Bravoit (Ni-Pyrit) identifiziert. Die ursprünglichen Pyroxene sind im Dünnschliff nur noch als Pseudomorphosen erhalten. Diese kann man einerseits an der Längung der Antigoritblättchen in Richtung der Spaltrisse des

ehemaligen Pyroxens erkennen, andererseits wird vom opaken Erz schemenhaft ihre ehemalige Gestalt nachgezeichnet. In einigen wenigen Dünnschliffen konnten noch aktinolithische Hornblende und Chlorit gefunden werden. Ophikarbonatgesteine sind selten, sie waren aber sowohl innerhalb als auch an den Rändern des Ultrabasit-Körpers zu beobachten. Sie führen neben Kalzit ansehnliche Mengen an Chrysotil und opakem Erz, dass als Magnetit (z.T. Cr-führend), Chromit, Kupferkies, Pyrit und Bravoit (Ni-Pyrit) bestimmt werden konnte. Darüber hinaus findet man an vielen Stellen des Serpentinivorkommens mit massivem Kluftchrysotil bzw. mit lockeren Asbestfasern gefüllte Klüfte. Die dünnen Asbestfasern sind quer zum Verlauf der Klüfte entwickelt und erreichen Längen von mehreren Zentimetern bis wenigen Dezimetern.

Im Verband mit den oben beschriebenen, weitgehend serpentinisierten Ultrabasiten stehen mittel- bis grobkörnige, grünlich weiß gesprenkelte Gesteine, die als **Metagabbros (135)** und **Metaagglomerate (136)** identifiziert wurden. Die Metaagglomerate setzen sich großteils aus dioritischen und gabbroiden Komponenten zusammen, die in stark geschieferten, feinkörnigen Metabasiten, aber auch in Phylliten eingebettet sind. Die Komponenten sind stets deutlich deformiert und bilden faustgroße, z.T. auch mehrere Dezimeter große, gelängte Gebilde. Die Metagabbros sind sehr zähe, kompakte Gesteine mit großen trüben (dicht gefüllten) Plagioklasen und 0,5 bis 2 cm großen Amphibolen. Die Amphibole besitzen aktinolithische Ränder und aus brauner tschermakitischer Hornblende bestehende Kerne mit seltenen Relikten von Klinopyroxen (PESTAL, 1983). Die Ergebnisse von Zirkondatierungen belegen, dass die magmatischen Protolithen der Metagabbros vor rund 500 Ma gebildet wurden (KEBEDE et al., 2003, 2005).

In einigen Abschnitten wurden die Serpentine entlang ihrer Grenze zu den Nebengesteinen in weiche, gelblichweiße, grünliche oder lichtgraue Talk und/oder (Fe-, Mg-, Ca-) Karbonat führende Gesteine umgewandelt. Bereichsweise enthalten diese auch reichlich Aktinolith bzw. Tremolit. Im Gebiet zwischen Bräuaste und Roßalm stecken weitere Vorkommen dieser speziellen metasomatisch veränderten, stark geschieferten Gesteine als linsige Körper in den dunklen Phylliten der Habach-Gruppe (137) und sind mit diesen verfaultet.

133 Kalkmarmor (Vorderlachalm)

Südöstlich von Hollersbach, zwischen der Vorderlachalm (1.791 m) und der Pölsneralm (1.704 m), befindet sich eine 0,5 bis 1 Meter mächtige Karbonatgesteinslage als Einlagerung im Prasinit. Lithologisch handelt es sich um einen völlig unspezifischen, zuckerkörnigen, weißen Kalkmarmor. Dieser ist deutlich geschiefert und mit den Umgebungsgesteinen verfaultet. Üblicherweise sind unter den Gesteinen der Habach-Gruppe keine Marmore vertreten. Das kartierte Gesteinsvorkommen ist in dieser Hinsicht eine Besonderheit und wurde daher in der aktuellen Geologischen Karte trotz seiner geringen Mächtigkeit dargestellt.

Hollersbach-Komplex

131 Prasinit, feinkörniger Amphibolit

132 Grobkörniger Amphibolit, grobkörniger Prasinit

Die **Prasinite** und die **feinkörnigen Amphibolite (131)** der Habach-Gruppe bilden im Felber-, im Habach- und vor allem im Hollersbachtal ein großflächig zusammenhängendes Gesteinsareal, dessen Hauptteil am südlich anschließenden Kartenblatt 152 (Matrei in Osttirol) liegt. Im Bereich des aktuellen Kartenblattes 122

Kitzbühel befindet sich der flächenmäßig kleinere, nördlich gelegene Abschnitt des Verbreitungsgebietes dieser Gesteine, der die Berghänge südlich des Salzachtales im Abschnitt zwischen dem Ausgang des Hollersbachtales und dem Felber Berg (SE Mittersill) umfasst. Sie werden im aktuellen Erläuterungsheft **Hollersbach-Komplex** benannt.

Während der Tauernkristallisation wurden am südlich anschließenden Kartenblatt 152 Metamorphosebedingungen der Amphibolitfazies und der Grünschiefer-Amphibolitübergangsfazies erreicht, während die Metabasite des Hollersbach-Komplexes im Bereich des aktuellen Kartenblattes nur eine Überprägung in oberer Grünschieferfazies erfuhren.

Die Prasinite und die feinkörnigen Amphibolite sind meist deutlich geschiefert und grün, dunkelgrün oder dunkelgraugrün gefärbt. Ihr Modalbestand wird von den Hauptmineralen Aktinolith bzw. aktinolithische Hornblende mit bereichsweise gelblich-grünlich gefärbten Kernen, Albit bzw. Oligoklas, Chlorit und Klinozoisit/Epidot bestimmt. Die Nebengemengteile sind Quarz sowie bereichsweise Biotit und Hellglimmer. Ferner treten noch Titanit und opakes Erz fallweise auf. Variationen im lithologischen Erscheinungsbild ergeben sich durch mäßige Korngrößenvariationen, verschiedene Gefügeausbildungen und einem schwankenden, geringen Biotitgehalt. Als seltene Besonderheiten sind Dezimeter dünne Lagen entwickelt, die durch schichtenweise wechselnde Amphibol- und Feldspatgehalte verursacht werden.

Mit Übersignatur und der **Legendennummer (132)** wurden jene Gebiete gekennzeichnet, in denen „gabbroide“, **grobkörnige Amphibolite** bzw. **grobkörnige Prasinite** in engem räumlichen und genetischen Zusammenhang mit den oben beschriebenen feinkörnigen Metabasiten vorkommen. Es handelt sich um grünlich weiß, grünlich grau oder grünlich schwarz gefleckte, sehr zähe und kompakte Gesteine. Sie bilden meist massige Felspartien, die oft undeutlich oder nur leicht geschiefert sind, und lediglich in diesen Abschnitten durch die Orientierung der seidig glänzenden, grünen Amphibolaggregate parallele Texturen erkennen lassen. In den Zwischenräumen der 0,5 bis 1,5 cm großen Amphibole finden sich trübe Feldspäte. Im Handstück erscheinen diese gelblich oder gelblichgrau gefärbt, im Mikroskop können sie als Plagioklase mit dichter Epidot- und Hellglimmerfüllung identifiziert werden. Chlorit ist bereichsweise reichlich vorhanden. In manchen Vorkommen sind auch Millimeter große, bräunliche Biotite entwickelt, die man bereits oft mit freiem Auge sehen kann. Ferner treten noch Titanit und opakes Erz auf.

Die Metabasite des Hollersbach-Komplexes werden als metamorphe, von Ophiolithsequenzen ableitbare Gesteine interpretiert. Die vertretenen grobkörnigen Amphibolite (mit gabbroiden Strukturen) und die Hornblendite (mit Kumulatstrukturen; wurden nur im Gebiet auf Blatt 152 Matrei in Osttirol gefunden) sind aus den plutonischen Ophiolithanteilen hervorgegangen. Die feinkörnige Hauptmasse der Prasinite und der Amphibolite repräsentiert teilweise die vulkanischen Anteile, stellenweise sind in diesen aber auch strukturell charakteristische Reste von Gangsystemen (sheeted dikes) erhalten geblieben (KRAIGER, 1989). Die Geochemie dieser altpaläozoischen Metabasite zeigt vorwiegend Spurenelementgehalte, die auch für rezente Ozeanbodenbasalte typisch sind, und macht eine Entstehung der magmatischen Protolithen in einem ozeanischen Becken wahrscheinlich (STEYRER & HÖCK, 1985; HÖCK, 1993; HÖCK et al., 1993, 1994). Die Ergebnisse von Zirkondatierungen an Gabbroamphiboliten (VON QUADT, 1992; bzw. SHRIMP-Einzelzirkon-Datierungen, EICHORN et al., 2000, 2001) belegen, dass diese ozeanische Kruste im Kambrium (Tab. 1) entstanden ist.

Peitingalm-Komplex

130 Chlorit-Epidotgneis, Chloritschiefer

129 Albitgneis

128 Heller Phyllit, Serizitschiefer (Porphyrmaterialschiefer)

Im Habachbodenwald südlich von Bramberg und in einem zweiten weiter östlich gelegenen Gebiet, das sich vom Felbertal bis ins Stubachtal zwischen dem oberen Felber Berg und der südlichen Blattschnittsgrenze des Kartenblattes 122 erstreckt, treten lithologisch abwechslungsreich entwickelte, grünschieferfaziell geprägte Metavulkanit-Metasediment-Wechselfolgen der Habach-Gruppe (**130–128**) auf. Die Metavulkanite besitzen, geochemisch betrachtet, saure bis intermediäre Zusammensetzung und werden von ehemaligen Keratophyren bis Quarzkeratophyren abgeleitet. Sie werden im aktuellen Erläuterungsheft **Peitingalm-Komplex** benannt.

Feinkörnige, mäßig bis gut geschieferte **Chlorit-Epidotgneise (130)** spielen mengenmäßig innerhalb der kartierten Metavulkanit-Metasediment-Wechselfolgen eine untergeordnete Rolle. Üblicherweise zeigen diese an sulfidischen Erzen reichen Gesteine Aufschlüsse mit rostigen, gelblichen, bräunlichen oder graubraunen Verwitterungsfarben. Nur im frischen Handstück lässt sich ihre gestreifte oder fleckig entwickelte Gesteinsoberfläche erkennen, die farblich abwechslungsreich hellgrün oder bunt gelblich-grün bis braungrün gefärbt ist. Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen, dass die Chlorit-Epidotgneise vorwiegend aus den Mineralen Albit, Epidot und Chlorit zusammengesetzt sind, daneben können noch mit wechselnden, aber geringeren Gehalten Biotit, Aktinolith, Hellglimmer, Quarz, verschiedene (Fe-, Mg-, Ca-) Karbonate und opakes Erz vorkommen. Ferner treten noch fallweise Titanit, Apatit und Zirkon auf. Gelegentlich sind **Chloritschiefer (130)** als dünn-schichtige, in einigen Abschnitten stark verfaltete Zwischenlagen in den Chlorit-Epidotgneisen eingebettet. Diese ebenfalls durch bunte grüne Farben geprägten Schieferlagen sind manchmal nur wenige Dezimeter dünn, teilweise erreichen sie aber auch Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern. Ihre typischer Weise hohen Schichtsilikatgehalte sind bereits im Handstück klar erkennbar. Entsprechend weisen auch die Dünnschliffuntersuchungen Hellglimmer und Chlorit sowie ferner Albit, Quarz und Epidot als ihre Hauptgemengteile aus.

In allen Abschnitten der oben angegebenen Gebiete sind auch **Albitgneise (129)** vertreten, die als feinkörnige, helle, milchig weiße, cremefarben gelbliche oder pastellfarben grünliche Gesteine ausgebildet sind. Diese, geochemisch betrachtet, sauren Orthogneise können zum Teil undeutlich oder nur leicht geschiefert vorliegen, zum Teil können sie auch stärker geschiefert und flasrig sein. Daneben werden auch an Hellglimmer reichere Typen der Albitgneise gefunden, die als deutlich geschieferte, grünlich- und silberglänzende, feinblättrige Gesteine entwickelt sind. Beide Gesteinsvarietäten sind albit- und quarzreich. Sie enthalten bereichsweise aber auch beträchtliche Mengen von Chlorit, der oft aus mehreren Blättchen zusammengesetzte Flecken bildet und dem Gestein ein grün gesprenkeltes Aussehen verleihen kann. Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen, dass unter den Hauptgemengteilen die Albitgehalte stets deutlich gegenüber den Quarzgehalten überwiegen. Neben Hellglimmer und Chlorit kann auch Epidot in größerer Menge vorkommen. Biotit und verschiedene (Fe-, Mg-, Ca-) Karbonate treten nur bereichsweise in größerer Menge auf, sie können aber auch gänzlich fehlen. Ferner treten noch fallweise Titanit und Apatit sowie selten Zirkon und opakes Erz auf. Die Albitgneise gehen oft ohne scharfe Grenzen in **Serizitschiefer (128)** über, die durch hellglimmer- und quarzreiche Lagen einen deutlichen sedimentären Beitrag an der Zusammensetzung ihrer Protolithen erkennen lassen.

Nr.	Fundort der Probe	Gestein
Ophiolith		
1	Felbertal, Scheelitbergbau	Amphibolit (Metabasalt), Hollersbach-Komplex, Habach-Gruppe
2	Felberg	Metaagglomerat (Metagabbrokomponenten), Hollersbach-Komplex, Habach-Gruppe
3	Felbertal, Scheelitbergbau	Hornblendit / Amphibolit, grobkörnig (Kumulat, Metagabbro), Hollersbach-Komplex, Habach-Gruppe
4	Stubachtal, Sturmbach	Amphibolit, Granat führend (Metagabbro), Zwölferzug-Gruppe
Orthogneis (subduktionsgebunden)		
5	Felbertal, Osthang	Granodioritgneis (I-Typ), Zwölferzug-Gruppe
Metagabbro (Ophiolith, back arc basin)		
6	Amertal, nahe Tauerntunnel	Amphibolit, mittelkörnig, Basisamphibolit-Komplex
7	Hinterseealm	Amphibolit, Plagioklasgneis, gebändert, Basisamphibolit-Komplex
8	Lemperbach	Amphibolit, mittelkörnig, Granat führend, Basisamphibolit-Komplex
Metavulkanit (subduktionsgebunden)		
9	Hollersbachtal, Schachern bei 1.430 m	Albitgneis, rhyodazitisch, subvulkanischer Gang, Peitingalm-Komplex, Habach-Gruppe
10	Amertal, zwischen 1.039 m und 1.085 m	Albitgneis, rhyodazitisch, subvulkanischer Gang, Peitingalm-Komplex, Habach-Gruppe
11	Mühlbachtal, Westhang, bei 2.038 m	Albitgneis, rhyodazitisch (Falkenbachlappen), Peitingalm-Komplex, Habach-Gruppe
12	Felbertal, Scheelitbergbau	Albitgneis, dazitisch, subvulkanischer Gang, Peitingalm-Komplex, Habach-Gruppe
Zentralgneis		
13	Sandeben südlich Abretterkopf	Migmatitgneis (in situ Anatexit)
14	Meßelingkogel	Augengneis, A-Typ (Felbertauerngneis)
15	Zemmgrund, Hochsteg	Orthogneis / Durbachit-Typ (Ahorn-Kern)
16	Matreier Tauerntal, Raneburg	Knorrkogelgneis, I-Typ
Zentralgneis		
17	Amertal, nahe Tauerntunnel	Granitgneis, S-Typ (Grantspitz-Kern)
18	Hornspitze, Trattenbachgletscher, Südtirol	Ultramafitit, kalkalkalisches Kumulat (Zillertaler-Kern)
19	Habachtal, bei 1.960 m	Tonalitgneis, I-Typ (Zillertaler-Kern)
20	Hornspitze, Trattenbachgletscher, Südtirol	Granodioritgneis, I-Typ (Zillertaler-Kern)
21	Schlegeisspeicher	Granodioritgneis, I-Typ (Tuxer-Kern)
Metavulkanit		
22	Geierkar	Meta-Rhyodazit, feinkörnig, porphyrisch (Riffler-Schönachmulde)
23	Venntal, Brennergebiet	Meta-Rhyolith, feinkörnig, porphyrisch
24	Peitingalm	Albit-Gneis, dazitisch (Habachmulde) Peitingalm-Komplex, Habach-Gruppe

Magmatisches Protolithalter / Methode	Referenz
547 +/-27 Ma (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 1999
506 +/-9 Ma (ID-TIMS U-Pb Zirkon)	KEBEDE et al., 2005
496 +/-2 Ma (U-Pb Zirkon, oberer Schnittpunkt)	VON QUADT, 1992
485 +/-5 Ma (U-Pb Zirkon, oberer Schnittpunkt)	VON QUADT, 1992
374 +/- 10 Ma (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
351 +/- 2 Ma (ID-TIMS U-Pb Zirkon)	KEBEDE et al., 2005
349 +/- 1 Ma (ID-TIMS U-Pb Zirkon)	KEBEDE et al., 2005
343 +/- 1 Ma (ID-TIMS U-Pb Zirkon)	KEBEDE et al., 2005
355 +/- 5 Ma (U-Pb Zirkon-Evaporation nach Kober)	PEINDL & HÖCK, 1993
352 +/- 12 Ma (U-Pb Zirkon, oberer Schnittpunkt)	PEINDL & HÖCK, 1993
349 +/- 6 Ma $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; 343 +/- 6 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
340 +/- 7 Ma $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; 340 +/- 5 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 1999
synorogen	
343 +/- 5 Ma $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; 342 +/- 5 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
341 +/- 5 Ma $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; 340 +/- 4 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
335 +/- 1,5 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2011
334 +/- 8 Ma (U-Pb Zirkon, oberer Schnittpunkt)	FINGER & VON QUADT, 1993
spätorogen	
314 +/- 1 Ma (ID-TIMS U-Pb Zirkon)	KEBEDE et al., 2005
309 +/- 5 Ma (U-Pb Zirkon)	CESARE et al., 2001
296 +/- 4 Ma (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
295 +/- 3 Ma (U-Pb Zirkon)	CESARE et al., 2001
292 +/- 2 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2011
spätorogen	
310 +/- 1,5 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2011
304 +/- 3 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2011
300 +/- 5 Ma (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000

Nr.	Fundort der Probe	Gestein
25	Heuschartenkopf	Albit-Gneis, rhyodazitisch (Habachmulde) Peitingalm-Komplex, Habach-Gruppe
26	Mörchenscharte	Meta-Rhyolith, feinkörnig, porphyrisch (Greinermulde)
Metavulkanit		
27	Tuxer Tal, zwischen Finkenberg und Astegg	„Porphyrmaterialschiefer“, Metavulkanit, rhyolithisch bis andesitisch
28	Sturmmannseck	Porphyroidgneis, Metatuff, rhyolithisch (Falkenbachlappen)
29	Greinermulde, Pfitscher Joch, Südtirol	Meta-Rhyolith, feinkörnig, porphyrisch (Greinermulde)
30	Schönbachwald, ca. 2 km südlich Habach	Meta-Rhyolith (Habachmulde)
31	Schönachtal	Meta-Andesit (Riffler-Schönachmulde)

Tab. 1.

Eduktalter der metamorphen paläozoischen Magmatite im Bereich der Granatspitz-, der Ziller-, der Tux- und der Ahorn-Decke.

Aus **hellen Phylliten (128)** bestehende Gesteinsfolgen treten im höheren Teil des Felber Berges in größeren Vorkommen auf. Es handelt sich durchwegs um feinkörnige, silbergraue und grünlichgraue Gesteine, deren Schieferungsflächen von mattglänzenden Glimmerhäuten bedeckt sind. Im Querbruch der hellen Phyllite sind ihre dominierenden, aus Hellglimmer und Quarz zusammengesetzten Lagen sichtbar. Dazwischen erkennt man auch dünne Lagen, die vorrangig aus feinkörnigem, milchig weißem Albit und klarem Quarz zusammengesetzt sind. In den **Serizitschiefern (128)** ist der Albitgehalt insgesamt deutlich höher als in den hellen Phylliten und nicht nur auf einzelne Lagen beschränkt, bereichsweise sind auch albitreiche linsige oder schlierige Züge entwickelt. Die Dünnschliffuntersuchungen bestätigen, dass der Modalbestand der hellen Phyllite vorrangig aus Hellglimmer und Quarz besteht, Albit und Chlorit treten in den Serizitschiefern als Hauptgemengteile hinzu. In den albit- und quarzreichen Abschnitten sind auch (verschiedene Fe-, Mg-, Ca-) Karbonate, Epidot und Biotit mit höheren Prozentgehalten vorhanden. An Akzessorien sind Titanit, Apatit und opakes Erz zu nennen.

Wie bereits einleitend bei der Erläuterung der Habach-Gruppe (siehe oben) aufgezeigt werden konnte, handelt es sich bei den Albitgneisen und den Chlorit-Epidotgneisen des Peitingalm-Komplexes um lithologisch recht abwechslungsreiche karbone bis unterpermische, kalk-alkalische Metavulkanite mit rhyolithischer bis dazitischer, beziehungsweise mit andesitischer Zusammensetzung. Andere Gesteine lassen sich von Tuffiten oder von siliziklastischen Sedimenten ableiten und wurden von einer grünschieferfaziellen Metamorphose umgewandelt. Sie sind in der aktuellen Karte als Chloritschiefer, Serizitschiefer und als helle Phyllite dargestellt. Darüber hinaus sind im Peitingalm-Komplex auch Metamagmatite vertreten, deren Protolith dem ehemaligen „subvulkanischen Niveau“ mit zahlreichen Gängen und kleineren Intrusivgesteinskörpern entstammen (KRAIGER, 1989; Höck et al., 1993). Alle Vorkommen der letztgenannten Gesteine liegen aber südlich des aktuellen Kartenblattes, beispielsweise im oberen Hollersbachtal (auf Blatt 152 Matrei in Osttirol), im mittleren Felbertal (ebenfalls auf Blatt 152) und im tektonisch liegenden Teil der Riffl-Tauernkogel-Teildecke (auf Blatt 153 Großglockner).

Magmatisches Protolithalter / Methode	Referenz
299 +/- 4 Ma (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
293 +/- 2 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2008
postorogen	
284 +/- 3 Ma (U-Pb Zirkon, oberer Schnittpunkt)	SÖLLNER et al., 1991
283 +/- 11 Ma (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
280 +/- 3 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2011
280 +/- 7 Ma ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U; 279 +/- 7 Ma ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (SHRIMP U-Pb Zirkon)	EICHHORN et al., 2000
279 +/- 5 Ma (LA-ICP-MS U-Pb Zirkon)	VESELÁ et al., 2011

126 Dunkler Phyllit („Habachphyllit“)

127 Grafitquarzit

Südlich des Salzachtales treten in zahlreichen kleineren und größeren Vorkommen, aber stets im Verband mit den vielfältigen Metamagmatiten der Habach-Gruppe, **dunkle Phyllite (126)** auf, die von FRASL (1958) unter der Bezeichnung „Habachphyllit“ erfasst wurden. Es handelt sich um mittel- bis dunkelgraue, grünschieferfaziell metamorphe Gesteine, die sich vorwiegend aus Hellgimmer [Phengit, röntgenografisch von HÖCK (1974) untersucht] und Quarz zusammensetzen, bereichsweise aber auch ansehnliche Mengen von Chlorit und Biotit enthalten. In einigen Gebieten treten die Habachphyllite in reiner Form auf. Hier erscheinen diese Gesteine auf Grund ihrer geringen Korngröße für das freie Auge recht gleichmäßig, fast eintönig ausgebildet, wobei aber ihre Schieferungsflächen durchwegs intensiv gefaltet sind und oft einander überprägende Lineationen aufweisen. Die dunklen Phyllite sind bereichsweise durch allmähliche Übergänge mit den hellen Phylliten (**128**), die silbergrau, z.T. auch grünlich grau gefärbt sind, verbunden. In anderen Abschnitten enthalten die „Habachphyllite“ zahlreiche Fremdgesteinsinschlüsse, die als geringmächtige Albit-, Epidot-, und Quarz-führende Schiefer oder als Chloritschiefer-Lagen ausgebildet sind und auf tuffogene Einlagerungen in ihren tonigen Edukten hinweisen. Einen weiteren Beleg für tuffitische Beimengungen lieferte STEYRER (1983), der erkannte, dass die mittelgraue Färbung mancher Habachphyllite auf hohe Ilmenitgehalte (bis zu 7 Vol. %) zurückzuführen ist. Bereichsweise besitzt der Habachphyllit aber auch beträchtliche Grafitgehalte, die ihn dunkelgrau (bis schwarz) färben. Aus diesen Bereichen sind auch **Grafitquarzit**-Einschaltungen (**127**) bekannt, die als gering mächtige (max. 5 m) Lagen oder perlschnurartig aneinander gereihete Linsen ausgebildet sind. Sie wurden in der Karte mit schwarzer, punktierter Signatur im oberen Teil des steilen Wirtenbach Grabens (östlich des Stubbachtales, nahe der Blattschnittsgrenze zum Kartenblatt 123 Zell am See gelegen) verzeichnet. Diese **Grafitquarzite** können als feinkörniges, dichtes, schwarzes, abfärbendes, plattig ausgebildetes Gestein charakterisiert werden, das sich durch hohe Festigkeit und einen splittrigen Bruch auszeichnet. Bereichsweise ist eine leichte Bänderung bemerkbar, die durch Variationen des Grafitgehalts verursacht wird. Als Ausgangsgesteine werden Lydite angenommen.

6.2.3. Zentralgneis (metamorphe Plutonite, Karbon, Perm)

Der übergeordnete Sammelbegriff Zentralgneis ist seit den Anfängen der geologischen Erforschung der Hohen Tauern eingeführt. Diese Bezeichnung wird für alle sauren bis intermediären, metamorphen, mehr oder weniger deformierten bzw. geschieferten plutonischen Gesteine verwendet. Es sind Zentralgneise mit aplitischer, granitischer, granodioritischer, tonalitischer und granosyenitischer Zusammensetzung bekannt. Nach heutigem Kenntnisstand handelt es sich um variszische Intrusionen. Zirkondatierungen (FINGER & VON QUADT, 1993; EICHORN et al., 2000; KEBEDE et al., 2005; VESELÁ et al., 2011) zeigen, dass die magmatische Tätigkeit den Zeitabschnitt von rund 345 bis 290 Ma betraf. Diese Daten weisen auf einen ersten Höhepunkt der magmatischen Tätigkeit während des Unterkarbons (Viseum) hin. Ein weiterer Höhepunkt erfolgte spätorogen im oberen Karbon und im untersten Perm. Bei einigen Zentralgneiskörpern handelte es sich ursprünglich um multiple Intrusionen. Dies belegen bestens untersuchte Intrusionsabfolgen in mehreren Gebieten des Tauernfensters (KARL, 1959; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989, 1990; HAUNSCHMID, 1993; FINGER et al., 1993). In einigen Fällen wurden die Zentralgneise bereits variszisch (synorogen) metamorph und tektonisch deformiert. In ihrer Gesamtheit wurden sie während der alpinen Gebirgsbildung wiederum tektonisch deformiert und intensiv metamorph überprägt (Tauernkristallisation). Ihr alter plutonischer Mineralbestand hat sich dabei den P-T-Bedingungen der Tauernkristallisation angepasst. So hat sich z.B. die Zusammensetzung der Plagioklase deutlich gegenüber ihren ursprünglichen Anorthitgehalten verändert. Sie sind z.T. stark gefüllt, wobei zahlreiche Mikrolithe von Epidot/Klinozoisit und Hellglimmer, aber auch Granat oder Karbonat auftreten können.

125 Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)

124 Aplitisches durchädertes Gebiet

123 Alkalifeldspat führender Gneis mit quarzitischen Bereichen

Im südwestlichen Teil des Kartenblattes Kitzbühel, im Gebiet, das sich vom oberen Wensbach zur Germal (Kote 1.715 m) erstreckt, wurden Zentralgneise der Habachzunge (Kap. 4.1.1) kartiert. Sie gehören zu einer ca. 2 km großen, im Kartenbild tropfenförmig erscheinenden Zentralgneis-Apophyse. Diese erstreckt sich vom Mahdleitenskapf (Kote 2.348 m, am Kartenblatt 152 Matrei in Osttirol gelegen), wo sie mit dem Hauptkörper verbunden ist, bis zur Germal (Kote 1.715 m). Der in der Habachzunge am weitesten verbreitete Orthogneis ist ein heller, grobkörniger Biotitgranitgneis. Der Kalifeldspat (Mikroklin und Perthit) ist der vorherrschende Feldspat. Er bildet bis über 1 cm große Körner, tritt aber auch in der Grundmasse in Form kleiner xenomorpher Körner auf. Der Plagioklas ist meist klein, kann aber bis 0,5 cm Größe erreichen. Oft zeigen sich xenomorphe, selten hypidiomorphe, kurzprismatische Körner, die polysynthetisch verzwilligt sind und Füllungsmikrolithen enthalten. Quarz und Biotit sind in der Matrix ebenfalls reichlich vorhanden, wobei der Biotit mehr oder minder parallel orientiert ist. Ferner waren im Mikroskop noch Chlorit, sekundär nach Biotit, Hellglimmer, Epidot, Karbonat, Titanit, Apatit, Zirkon sowie fallweise Granat, opakes Erz und Orthit zu beobachten. In etlichen Gebieten wurden die ursprünglich granitischen Texturen dieser Gesteine durch (variszische und alpine) tektonometamorphe Ereignisse zu Augengneis-Texturen umgestaltet. Dies ist auch am aktuellen Kartenblatt entlang des Kammes westlich der Germal der Fall. Hier sind graue, **mittelkörnig bis grobkörnig entwickelte Augengneise (125)** die Hauptlithologien der Zentralgneise. Der Durchmesser der linsenförmig gelängten Kalifeldspataugen liegt meist im 1 cm Bereich. Bereits im Handstück sind Hellglimmerhäute zu sehen, die als sekundäre Bildungen die Kalifeldspataugen

umhüllen. In einigen Aufschlüssen sind auch graduelle Übergänge der Augengneise in flasrige Gneise mit grünlichen, phengitischen Glimmerfasern und Quarzfeldspatfasern zu beobachten.

Die mit der **Signatur (124)** dargestellten **aplitisch durchäderten Bereiche** markieren jene Gebiete, in denen metamorph überprägte, duktil deformierte Aplitgranitgänge in Gesteinen der Habach-Gruppe stecken. Sie bilden meist sehr kleine, zerschernte und nur mehr sporadisch zusammenhängende Reste gangförmiger Intrusivgesteinskörper, die das allmähliche Ausklingen der ehemaligen Intrusion des lakkolithischen Körpers der Habachzunge in den Nebengesteinen zeigen. Die Mächtigkeit der beobachteten Gänge reicht vom Zentimeter- bis in den Meterbereich. Die angetroffenen Aplitgneise sind verbreitet stark geschiefert und normalerweise fein bis mittelkörnig entwickelt. Die feinkörnigen Varietäten machen einen dichten Eindruck und sind auffallend leukokart. Die mittelkörnigen Varietäten der ehemaligen Ganggesteine sind ebenfalls stets deutlich deformiert und entsprechen makroskopisch und mikroskopisch dem zuvor beschriebenen Biotitgranitgneis der Habachzunge.

Nördlich des Wenss-Vitlehener Kalkmarmors und im Bachbett des oberen Wenssbachs treten **feinkörnige leukokrate Granitgneise (123)** auf. Sie bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz und führen wenig feinkörnigen, schwarzen Biotit und/oder grünlichen Phengit. KUPFERSCHMIED & HÖLL (1994) konnten zeigen, dass diese Gesteine nach geochemischen Kriterien mit den grobkörnigen Biotitgranitgneisen der Habachzunge gut übereinstimmen, jedoch deutliche Unterschiede in den Mg-, Fe- und Si-Gehalten zu den benachbarten leukokraten Metavulkaniten des Peitingalm-Komplexes (Kap. 6.2.2) aufweisen.

In stark geschieferten Abschnitten nimmt der Feldspatgehalt der leukokraten Granitgneise deutlich ab. Es entwickeln sich weiße oder grünliche phengit- und quarzreiche Lagen und Bänder, die dann makroskopisch von manchen Phengitquarziten der Wustkogel-Formation (**120**) nicht mehr zu unterscheiden sind.

6.2.4. Permotrias

Mit der stratigrafischen Bezeichnung „Permotrias“ werden im Bereich des aktuellen Kartenblattes die Gesteine der Seidlwinkl-Formation, der Wustkogel-Formation und der Porphyroidgneis vom Sturmmannseck informell zusammengefasst.

122 Porphyroidgneis vom Sturmmannseck

Der Porphyroidgneis vom Sturmmannseck (**122**) überlagert in der 4 km südöstlich von Mittersill gelegenen Sturmmannseck-Schuppe (Kap. 4.1.1) das Kristallin der Zwölferzug-Gruppe (**138, 139**). Es handelt sich um ein nur leicht geschiefertes Gestein, mit feinkörniger hellgrauer Grundmasse aus der zahlreiche, nur wenige Millimeter große Feldspate und rundliche klare Quarze hervorstechen. Winzige rostige Poren, die im Querbruch des Gesteins manchmal sichtbar sind, stammen von verwittertem Ankerit. Unter dem Mikroskop erkennt man im feinkörnigen Grundgewebe Quarz, Albit und reichlich Serizit sowie bereichsweise in merklich geringerer Menge feinschuppigen Chlorit. Die Millimeter großen Feldspat-Einsprenglinge sind Albite, manchmal mit gefülltem Kern, die Quarz-Einsprenglinge sind ebenfalls während der Tauernkristallisation vollständig rekristallisiert. In geringen Mengen konnte Karbonat und Epidot beobachtet werden, akzessorisch Apatit, Zirkon und Erz.

Der von HAMMER (1937) erstmals beschriebene Porphyroidgneis vom Sturmmannseck konnte von EICHORN et al. (2000) durch Zirkon-SHRIMP-Datierungen mit permischen Kristallisationsaltern von rund 280 Ma als postvariszisch eingestuft

werden. Aufgrund dieser geochronologischen Untersuchungen erschien es sinnvoll, den Porphyroidgneis vom Sturmmanneck von den Porphyrmaterialschiefern und den Albitgneisen (**128, 129**) des Peitingalm-Komplexes (Kap. 6.2.2) abzugrenzen, da die beiden letztgenannten in Bezug auf die altersmäßige Einstufung ihrer Edukte als syn- bis spätvariszisch eingestuft werden können (Tab. 1).

120 Phengitquarzit, Serizitquarzit, Arkosegneis

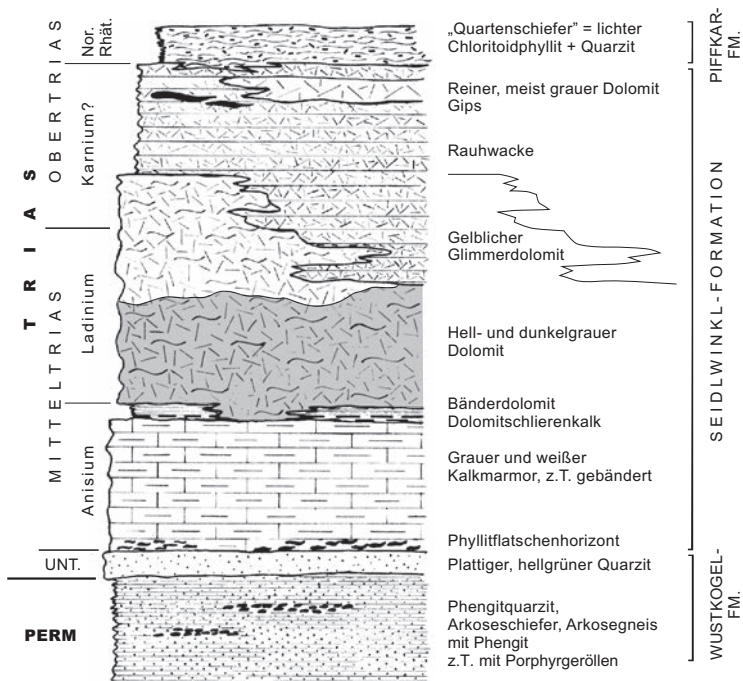
121 Bunter Schiefer im Verband mit Serizitquarzit (z.T. mit Leukophyllit und Chloritoid)

Die südlich und südwestlich von Uttendorf kartierten **siliziklastischen Meta-sedimente (120, 121)** repräsentieren die terrigenen Ablagerungen der Perm- und Untertrias-Zeit, die man im Subpenninikum des Tauernfensters im Sinne von FRASL (1958) bzw. FRASL und FRANK (1964, 1966) als Wustkogel-Formation bezeichnet (PESTAL et al., 2009). Regional betrachtet, überlagert die Wustkogel-Formation am Nordrand der mittleren Hohen Tauern als weithin kartierbarer Gesteinszug den nördlichen Schenkel der Antiform des Falkenbachlappens. Die Wustkogel-Formation setzt gering mächtig westlich der Falkenbachalm (Blatt 153 Großglockner) in einer Wandstufe oberhalb des Kaprunertales ein und ist dann auf 123 Zell am See über das ganze Kartenblatt und weiter nach Westen am aktuellen Kartenblatt Kitzbühel bis in den Bereich Ebenwaldalm südwestlich Uttendorf verfolgbar. Die ursprünglichen, wohl sedimentären Kontakte im Liegenden zu den Gesteinen des Peitingalm-Komplexes (Kap. 6.2.2), wie auch im Hangenden zur Seidlwinkl-Formation sind heute mehr oder weniger tektonisch überprägt. Dennoch sind sich alle Bearbeiter (FRASL, 1958; FRASL & FRANK, 1966; FRANK, 1969; PESTAL et al., 2005, 2009) darin einig, dass die Wustkogel-Formation hier den Peitingalm-Komplex in parautochthoner Position überlagert.

Die lithostratigrafisch tiefere Position (Perm) innerhalb der Wustkogel-Formation nehmen **bankige oder plattige, grünlich weiß gesprenkelte, phengitreiche Arkosegneise (120)** mit 1 bis 5 mm großen reliktschen Kalifeldspaten und **massige bis bankige, grob-struppig strukturierte, grünlich-weiße Phengitquarzite (120)** ein (Abb. 39). **Dünnplattige, feinkörnige, grünliche Phengitquarzite bzw. weiße Serizitquarzite (120)** repräsentieren die Untertrias-Anteile der Wustkogel-Formation.

Im frischen Querbruch der **Arkosegneise (120)** ist sofort die größere Menge an Feldspat gegenüber Quarz erkennbar, welche diese Gesteine auszeichnet. Das Quarz-Feldspatgemenge mit deutlicher Feldspatdominanz vermittelt den recht typischen milchig weißen Farbeindruck und wird dabei von grünlichen Phengitschnüren umflossen und unterbrochen. Auf verwitterten Gesteinsoberflächen sind oft wenige Millimeter große, braune Hohlräume zu beobachten, die von herausgewitterten Karbonaten stammen. Unter dem Mikroskop waren die bis 5 mm großen Feldspatklasen als Mikroklin (manchmal mit feiner bräunlicher Trübung und Helleglimmer-Mikrolithen) und Perthit sowie als Albit (meist in unregelmäßigen Körnern mit Quarz- und Helleglimmereinschlüssen) zu bestimmen. Quarz und Phengit (manchmal mit Biotit verwachsen) bestimmen das Grundgewebe. Daneben sind Chloritoid, Biotit, Epidot (Pistazit und/oder Klinozoisit) und Karbonat in den meisten Dünnschliffen vertreten. An Akzessorien sind Orthit, Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin und Erz zu nennen.

Wenn der Feldspatgehalt abnimmt, gehen die Arkosegneise ohne scharfe Grenze in die **grob-struppig strukturierten, grünlich-weißen Phengitquarzite (120)** über, welche die Hauptmasse der Gesteine des Kartierungsgebietes bilden. Häufig sind hier rundliche oder linsenförmige Gefüge mit Quarzaugen, die in eine feinkörnigere



(Die Altersangaben beruhen auf lithologischen Vergleichen, Gesamtmächtigkeit ~ 300–400 m.)

Abb. 39.

Stratigrafisches Schema in Form eines idealisierten lithostratigrafischen Säulenprofils der metamorphen Perm- und Triasablagerungen der subpenninischen Decken des Tauernfensters, nach FRASL & FRANK (1964) verändert.

Grundmasse eingestreut sind. Kalifeldspat und Albit werden zu Nebengemengteilen. Phengitschlieren verleihen dem Quarzit seine grünlich-weiße Färbung. Als Ausgangsgesteine sind Quarzkonglomerate vorstellbar.

In den Arkosegneisen, aber auch in den Phengitquarziten kommen dünne, maximal einige Meter mächtige **Lagen von bunten Schiefern und Serizitquarziten (121)** vor. Die bunten Schiefer sind als weiße, gelbliche und grünliche Leukophyllite ausgebildet, die Quarzmobilisate und erhebliche Mengen von syn- bis postkinematisch gesprossstem Chloritoid führen. Die Chloritoidstengel errichten dabei in einzelnen Lagen bis 0,5 cm Breite und 1,5 cm Länge (beispielsweise Forststraße Tannwald südlich Kote 1.296 m, nahe der Blattschnittsgrenze 122/123). Bereichsweise wechsellagern die Leukophyllite mit dünnen Quarziten. Als Ausgangsgesteine sind feinkörnige Ablagerungen (Silte, Tuffite oder Tuffe) vorstellbar.

In einigen Abschnitten treten **dünnpaltige Quarzite (120)** in mehreren Zehnermeter mächtigen Bänken auf. Diese vertreten den stratigrafisch höheren, in die Untertrias gestuften Anteil der Wustkogel-Formation (siehe oben). Es handelt sich um feinkörnige, dünn-schichtige, stets karbonatfreie, splittrig brechende Quarzite mit hellgrünem Farbton. Meist führen diese, neben dem vorherrschenden Quarz, blassgrünen Phengit, selten farblosen Serizit.

Modereck-Deckensystem

Das Modereck-Deckensystem wird im Kapitel 4.1.2 erläutert.

118 Dolomitmarmor, Kalkmarmor, untergeordnet Rauhwacke (im Bereich Wens – Vitlehen vorwiegend Kalkmarmor)

119 Dunkler Schiefer im Verband mit Dolomitmarmor und Kalkmarmor

Südlich und südwestlich von Uttendorf wurden **Dolomitmarmore, Kalkmarmore und Rauhwacken (118)** kartiert. Sie sind der westlichste Teil eines 18 km langen, deutlich tektonisierten Karbonatgesteinszuges, der zwischen dem Kapruner Tal und dem Stubachtal (auf Blatt 123 Zell am See und Blatt 122 Kitzbühel) den nördlichen Schenkel der Antiform des Falkenbachlappens überlagert (Kap. 4.1.1). Diese grünschieferfaziell metamorphen Gesteine repräsentieren anisische bis karnische, karbonatische und evaporitische Ablagerungen des seichtmarinen Schelfbereichs im Allgemeinen, die im Tauernfenster als **Seidlwinkl-Formation** (FRASL & FRANK, 1964, 1966; PESTAL et al., 2005, 2009) zusammengefasst werden (Abb. 39).

Im Mündungsbereich des Stubachtales boten sich in einer rund 1 km südöstlich von Enzing gelegenen Felspartie die besten Aufschlussverhältnisse für das Studium der Karbonatgesteine. Hier konnten schon CORNELIUS & CLAR (1939) eine große gegen Norden abtauchende Falte auskartieren (Abb. 40), die neben der Vergenz der tektonischen Bewegungen auch die wichtigsten Lithologien der Seidlwinkl-Formation zeigt.

Den Scheitel und die beiden Schenkel der Falte formen duktil deformierte, weiße und graue, vollständig rekristallisierte, zuckerkörnige Kalkmarmore, die im lithostratigrafischen Profil der Seidlwinkl-Formation der unteren Mitteltrias (?Anisium) zugeordnet werden. Die grünlich-silbrigen, Glimmerflatschen führenden Horizonte im weißen Kalkmarmor, die üblicherweise die lithostratigrafische Basis der Seidlwinkl-Formation über dem plattigen, weißen bis blassgrünen Quarzit der Untertrias (= obere Wustkogel-Formation; siehe oben) bilden, konnten nur im Liegendschenkel kartiert werden. Der Kern der Falte besteht aus hell- und dunkelgrauen Dolomitmarmoren. Diese erscheinen im Vergleich mit den Kalkmarmoren deutlich weniger stark rekristallisiert. Mikrofazielle Strukturen sind in ihnen jedoch ebenfalls nicht mehr zu erkennen. Die grauen Dolomitmarmore wurden insgesamt spröde deformiert, bereichsweise sind sie „stark zerbrochen“ und von Kalzitadern durchzogen. Im lithostratigrafischen Profil der Seidlwinkl-Formation werden diese Dolomitmarmore der oberen Mitteltrias zugeordnet. Einen bedeutsamen stratigrafischen Fixpunkt lieferten dabei Fossilfunde, die am benachbarten Kartenblatt 123 Zell am See gemacht wurden. BOROWICKA (1966) fand im Dietersbachtal südöstlich von Niedersnill in dunkelgrauen Dolomitmarmoren noch erhaltene Dasycladaceen, die E. OTT anhand des Schliffmaterials als *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) bestimmte (TOLLMANN, 1977: 22–23). Diese Art ist nach heutigen stratigrafischen Vorstellungen für das Ladinium charakteristisch. Kleindimensionale (max. 3 bis 5 m mächtige) Vorkommen von beige-gelblich anwitternder, zellig-kavernöser Rauhwacke und mit dieser verbundene, mürbe, sandig verwitternde, beige-gelbliche Dolomitmarmore konnten ebenfalls im Kern der Faltenstruktur kartiert werden. Im lithostratigrafischen Profil der Seidlwinkl-Formation werden diese Gesteinsvarietäten der obersten Mitteltrias bzw. der untersten Obertrias zugeordnet.

Mehrere Meter bis einige Zehnermeter Mächtigkeit messende Bänder von **dunkelgrauen Schiefen (119)** treten in verschiedenen Positionen innerhalb der Karbonatgesteine auf. Es dürfte sich bei diesen jedoch nicht um karnische Schiefer, sondern um in Scherbändern eingeschuppte dunkle Phyllite (**117**) der Bündner-

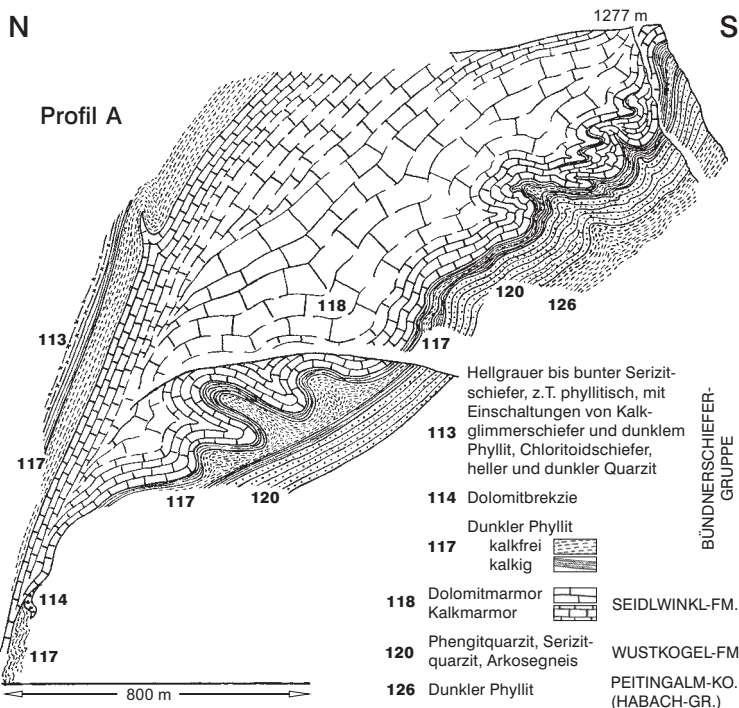


Abb. 40.
Profil (A) des Dolomitabbruchs auf der Ostseite des Stubachtals südlich Uttendorf von CORNELIUS & CLAR (1939: 227). Legende verändert und lithostratigraphisch geordnet. Lage siehe Abbildung 41.

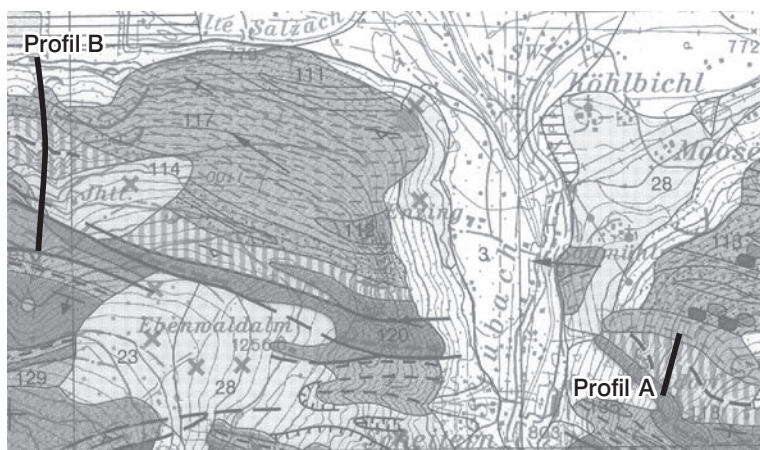


Abb. 41.
Lage der Profile A (siehe Abb. 40) und B (siehe Abb 42).

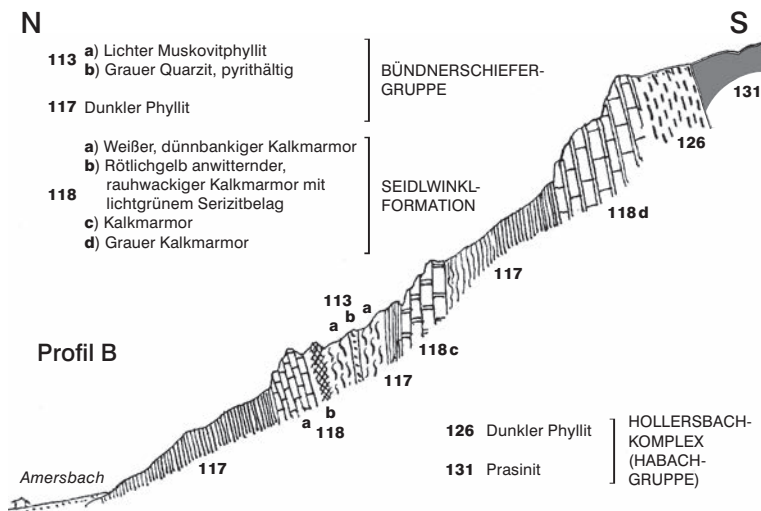


Abb. 42.

Profil (B) südöstlich von Wilhelmsdorf von HAMMER (1935: 11, Fig. 3). Legende verändert und lithostratigrafisch geordnet. Lage siehe Abbildung 41.

schiefer-Gruppe handeln, die südöstlich von Wilhelmsdorf mit Quarziten, lichten hellglimmerreichen Phylliten (**113**) und Serizitschiefern (**113**) der Bündnerschiefer-Gruppe vergesellschaftet sind (Abb. 42).

Der in der Literatur auch als „Wenns-Veitlehener Kalk“ (FRASL, 1958) beschriebene Gesteinszug befindet sich südlich der Orte Hollersbach und Mühlbach. Dieser bildet eine rund 3 km lange und gut 500 m mächtige, steilstehende, tektonisch fragmentierte, durch Störungen begrenzte Karbonatgesteinsklippe (Tafel 1/ Fig. 1). Im Bereich des Brenntalwaldes und des Dorfer Waldes bestehen die Felswände des „Wenns-Veitlehener Kalk-Zuges“ überwiegend aus grauen und weißen, z.T. gebänderten, duktil deformierten, zuckerkörnigen **Kalkmarmoren (118)**. Kalkmarmor-Dolomitmarmor-Wechselfolgen und Dolomitmarmore sind hier überaus selten. Stratigrafische Anhaltspunkte zur Einstufung der Karbonatgesteine konnten im südöstlichen Abschnitt des Wenns-Vitlehener Gesteinszuges im Wehrwald gefunden werden. In dunkelgrauen Dolomitmarmoren dieses Bereichs fand FRASL (1953a) Crinoidenstielglieder. FISCHER (1955) beschreibt aus dem gleichen Fundareal in feinkörnigen Kalkmarmoren vorkommende Reste von Triasfossilien, die G. ROSENBERG und O. KÜHN als Diploporon, Schwämme und Korallen bestimmten.

6.2.5. Bündnerschiefer-Gruppe

Die vielfältigen posttriadischen Gesteine der Hohen Tauern wurden von FRASL (1958) in der „Bündnerschiefer-Serie mit Ophiolithen“ (= **Bündnerschiefer-Gruppe**; FRANK et al., 1987a) zusammengefasst. Diese übergeordnete lithostratigrafische Einheit wurde vorerst von FRASL nicht weiter untergliedert. Wenige Jahre später versuchten FRASL & FRANK (1966) auf Basis ihrer lithologischen Beobachtungen und ihrer regional tektonischen Kenntnisse, aber auch durch genetisch-fazielle Überlegungen, die Bündnerschiefer des Tauernfensters in „die Fuscher-Fazies, die Glockner-Fazies, die Brennkogel-Fazies und die Hochstegen-Fazies“ zu unterteilen.

Diese Teilbereiche repräsentieren einen S–N verlaufenden Querschnitt durch den Ablagerungsraum der Bündnerschiefer-Gruppe vor dem Deckenbau. Die von THIELE (1970, 1974, 1976) und von FRISCH (1974) im Bereich der Zillertaler Alpen vorgeschlagene Untergliederung der Hochstegen-Fazies in den „Hochstegenmarmor“ und in die „Kaserer Serie“ (= Kaserer-Formation) war ein weiterer wichtiger Schritt in der lithostratigraphischen Differenzierung.

Hochstegen-Formation, Kaserer-Formation und die turbiditische Brennkogel-Formation wurden ursprünglich auf dem zum Penninischen Ozean hin orientierten Rand des Europäischen Schelfs über kontinentaler Kruste abgelagert. Sie sind heute in den subpenninischen Deckensystemen des Tauernfensters vertreten (PESTAL & HEJL, 2009). Die am aktuellen Kartenblatt vertretenen und nachfolgend beschriebenen Gesteine der Bündnerschiefer-Gruppe (117 bis 111) entsprechen der Variationsbreite der Kaserer-Formation.

Die beiden anderen Teilbereiche der Bündnerschiefer-Gruppe (Fuscher-Fazies und Glockner-Fazies) sind in den penninischen Deckensystemen des Tauernfensters (im Glockner-Deckensystem und im Deckensystem Matrei-Nordrahmen-Zone) vertreten. Sie umfassen Metasedimente, die im Penninischen Ozean südlich des Europäischen Schelfs abgelagert wurden und metamorphe Reste der magmatischen Gesteine der ursprünglichen ozeanischen Kruste (= Ophiolithe). Dabei handelt es sich hauptsächlich um Prasinite und Amphibolite (ehemalige tholeiitische Basalte), untergeordnet um gabbroide Gesteine und zu einem sehr kleinen Teil um Ultrabasite. Es wurden aber auch Metabasite bekannt, die auf dem bereits gebildeten Ozeanboden vulkanische Hochzonen (seamounts) oder vulkanische Inseln (vergleichbar mit Madeira oder den Kanarischen Inseln) bildeten (HÖCK & MILLER, 1987; HÖCK & KOLLER, 1989).

Der Name Bündnerschiefer weist auf das Originalgebiet dieser Gesteine, das schweizerische Graubünden hin. Als „Bündnerschiefer“ bezeichnete nämlich STUDER (1837) erstmals die Schiefervorkommen im Gebiet Prätigau-Chur und dehnte in späteren Jahren diesen Begriff auf die Schiefervorkommen in großen Teilen des nördlichen und mittleren Graubündens aus (STUDER, 1872).

Das Alter der Bündnerschiefer (Jura bis Paläogen) ist heute in den West- und Zentralalpen durch zahlreiche Fossilien biostratigraphisch bestens bestimmt. In den Bündnerschiefern des Tauernfensters sind Fossilfunde, bedingt durch die z.T. mehrphasige Metamorphose und die verbreitet deutliche Deformation, seltene aber beachtenswerte Besonderheiten. Aufgrund dieser spärlichen Fossilfunde können in den grünschieferfaziell überprägten Bündnerschiefern des Tauernnordrandes jedenfalls Oberjura-Alter vermutet und Unterkreide-Alter bestätigt werden. So machten KLEBERGER et al. (1981) den Fund eines *Lamellaptychus* aus arenitischen Kalkmarmoren der Bündnerschiefer-Gruppe bekannt (Drei Brüder-Nordflanke zwischen Fuschertal und Wolfbachtal, Pinzgau). Die weitere Suche im zuvor genannten Fundgebiet erbrachte etliche Spurenfossilien (*Alcyonidiopsis* isp. A und B, *Belorhapha zickzack* (HEER, 1877), *Chondrites intricatus* (BRONGNIART, 1823), *Chondrites stellaris* (UCHMAN, 1999), *Haentzschelinia* isp., *Helminthopsis* isp., *Hormosiroidea annulata* (VIALOV, 1971), *?Phymatoderma* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp.) und Foraminiferenbruchstücke (*Hedbergella* sp. und *?Praeglobotruncana* sp.). Diese von HÖCK et al. (2006) bekannt gemachten Fossilfunde belegen jedenfalls die Beteiligung von Unterkreide (Hauterivium bis Aptium) an den Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe und rechtfertigen die Abtrennung der Drei Brüder-Formation. Weiters gelang es REITZ et al. (1990), durch Pteridophytensporen den Nachweis von Unterkreide auch in den Fuscher Phylliten (Gebiet zwischen Spitalm und Penkkopf nordöstlich Großarl, Pongau) zu erbringen. Im Bereich der Zillertaler Alpen ist das Oberjura-Alter der Hochstegen-Formation durch Fossilfunde bestens abgesichert

(KLEBELSBERG, 1940; SCHÖNLAUB et al., 1975; KIESSLING, 1992). Darüber hinaus unterstützt die Einstufung der Hochstegen-Formation die Vorstellung, dass Unterkreide in der überlagernden Kaserer-Formation vertreten ist (THIELE, 1974, 1976). Die weiteren Einstufungen stützen sich vorrangig auf lithologische Vergleiche und lithostratigraphische Korrelationen mit Gesteinsformationen der Bündnerschiefer, die in mehreren verschiedenen Gebieten der Alpen bekannt geworden sind. Synrift-Sedimente (metamorphe Brekzien, Sandsteine und Phyllite) sowie metamorphe Radiolarite und Aptychenkalke repräsentieren die Ablagerungen des mittleren- bis oberen Jura der Bündnerschiefer-Gruppe. Diese treten im Tauernfenster im Bereich der Matrei-Zone auf (CORNELIUS & CLAR, 1939; KOLLER & PESTAL, 2003). LEMOINE (2003) und BERTLE (2004) halten es für sehr wahrscheinlich, dass auch Gesteinsformationen der höheren Unterkreide und der Oberkreide am Aufbau der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernfensters beteiligt sind.

117 Dunkler Phyllit (z.T. mit klastischen Einschaltungen)

Die **dunklen Phyllite (117)** sind dunkelgraue, grünschieferfaziell metamorphe Gesteine, die verbreitet kalkarm bis kalkfrei sind. Ihre Schieferungsflächen können dünnblättrig und ebenflächig ausgebildet sein. Teilweise sind diese aber auch isoklinal gefaltet. Im Handstück erscheinen die Phyllite auf Grund ihrer geringen Korngröße gleichmäßig, fast monoton entwickelt. Unter dem Mikroskop erkennt man feinkörnige, quarzreiche Lagen, die mit Lagen aus Serizit-Muskovitgewebe, z.T. mit eingelagertem Chlorit, wechseln. Der Karbonatgehalt (vorwiegend Kalzit) ist recht variabel und liegt verbreitet zwischen 0 und 15 %. Weiters sind Albit, grafitisches Pigment und opakes Erz sowie bereichsweise Chloritoid zu bestimmen. Die Edukte der dunklen Phyllite bestanden aus dunklen Tönen, z.T. aus leicht mergeligen Tönen.

Bereichsweise sind in den dunklen Phylliten 2–5 mm dünne, feinkörnige, graue Karbonatquarzitlagen eingelagert. In diesen feinklastischen Abschnitten entwickeln sich Wechsellagerungen von dünnen Karbonatquarzitlagen mit wenigen Zentimeter dicken Phyllitlagen. Leicht herauswitternde, kleine Karbonatkörner bilden auf verwitterten Oberflächen der Quarzite winzige braune Hohlräume. Der Karbonatgehalt der Quarzitlagen ist aber meist gering und kann mit rund 10 % angegeben werden. Quarzmobilisate sind in diesen Typen in unterschiedlicher Häufigkeit mit Dicken bis zu mehreren Zentimetern vorhanden und bewirken einen gröberstückigen Bruch. Als Ausgangsgesteine der Karbonatquarzitlagen werden Psammite angenommen, die als distale Turbidite gelegentlich den pelagischen Ablagerungsbereich der Phyllit-Edukte erreichten.

113 Hellgrauer bis bunter Serizitschiefer, z.T. phyllitisch, mit Einschaltungen von Kalkglimmerschiefer und dunklem Phyllit, Chloritoidschiefer, heller und dunkler Quarzit

114 Brekzie, Brekziendolomit darin

115 Kalkmarmor-, Dolomitmarmorschollen darin

116 Arkosegneisschollen darin

Die **Serizitschiefer (113)** sind hellgrau oder grünlichgrau gefärbt und silbrig glänzend. Sie sind verbreitet feinkörnig, stark geschiefert, dünnplattig brechend und bereichsweise isoklinal gefaltet. Es lassen sich eine ganze Reihe von Varietäten unterscheiden, welche sich durch unterschiedlichen Modalbestand der Hauptminerale Serizit, Quarz, Chlorit, Albit und Kalzit ergeben. Das Spektrum dieser grünschieferfaziell metamorphen Gesteine umfasst Serizitschiefer, Serizit-Chloritschiefer, quarzitische Serizitschiefer und nur unter dem Mikroskop erkennbare Chloritoid-

schiefer. Als akzessorische Mineralphasen finden sich Turmalin, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Titanit, Apatit und Zirkon. In den Aufschlüssen zeigen erzreiche Typen rostige, gelbliche, bräunliche oder graubraune Verwitterungsfarben. Quarzmobilisate sind bereichsweise in allen Typen in unterschiedlicher Häufigkeit und mit bis zu mehreren Zentimetern Dicke vorhanden. Der höhere Quarzgehalt dieser Abschnitte bewirkt auch einen grobstückigen Bruch der Schiefer. Es bestehen Übergänge zu hell- und dunkelgrauen **Karbonatquarziten (113)**, die dünne Lagen und Linsen bilden, sowie zu karbonatfreien, plattigen **Quarzitbänken (113)**.

Die **Kalkglimmerschiefer (113)** bestehen hauptsächlich aus Kalzit, Glimmer (Phengit, Paragonit und Margarit) und Quarz, die in sehr variablen Prozentsätzen vorkommen. In einigen Bereichen sind Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen) und Dolomit die weiteren Bestandteile. Wo Feldspat im Kalkglimmerschiefer vorhanden ist, handelt es sich um Albit. Als akzessorische Mineralphasen finden sich grafitische Substanz, Titanit, Zoisit und opakes Erz. An der Oberfläche der sandig angewitterten Aufschlüsse dominieren meist lichtbraune Farbtöne, mit z.T. leicht gelblichem Anflug. Im frischen Bruch weisen die Kalkglimmerschiefer stets grau-weiße, graublaue oder grünlichgraue Farben auf.

Als Ausgangsgesteine der **Serizitschiefer** und der **Kalkglimmerschiefer** werden psammitische, siliziklastische, kalkige und mergelige, turbiditische, eher proximale Ablagerungen vermutet.

Die **Dolomitbrekzienlagen (114)** treten sowohl in den Serizitschiefern (113) wie auch in den Kalkglimmerschiefern (113) auf. Es handelt sich überwiegend um matrixgestützte Brekzien mit 0,5–10 cm großen Klasten. Komponenten gestützte **Brekziendolomite (114)** sind selten. Als Matrix der Brekzien kommen Serizitschiefer, Kalkglimmerschiefer, Phyllite und Quarzite vor. Die meist grauen Dolomitkomponenten wurden kaum deformiert, gelegentlich beteiligte Kalkmarmorkomponenten wurden duktil gelängt.

In den oben beschriebenen Metasedimenten (113) finden sich auch einige Schollenzüge metamorpher permotriassischer Gesteine, die als einige Meter bis mehrere Zehnermeter messende Großfragmente des Untergrundes (Wustkogel-Formation bzw. Seidlwinkl-Formation, siehe 118, 120) zu identifizieren sind und als Olistholithe interpretiert werden.

Die **Dolomitmarmorschollen (115)** sind in ihrer Ausbildung recht variabel massig, plattig, oder gebankt und stellenweise auch brekziös. Normalerweise sind sie dunkelgrau entwickelt, aber auch hellgraue Dolomite, deren Kluftadern sekundär mit Kalzit verfüllt sind, wurden aufgefunden. Die **Kalkmarmorschollen (115)** umfassen dunkelgraue bis mittelgraue, bereichsweise auch helle, dichte zuckerkörnige, oft duktil deformierte Varietäten. Sie sind teilweise undeutlich gebankt, teilweise sind sie aber auch dünnplattig ausgebildet. Neben diesen Karbonatgesteinsschollen der Seidlwinkl-Formation konnten auch **Arkosegneisschollen (116)** aufgefunden werden, die lithologisch den Phengitquarziten und den Akosegneisen (120) der Wustkogel-Formation entsprechen.

112 Heller und dunkler Kalkmarmor (z.T. mit feinklastischen Einschaltungen)

111 Heller Quarzmarmor mit Phyllitflecken, untergeordnet lagenweise Einschaltungen von dunklem Phyllit

Östlich und westlich von Enzing am Ausgang des Stubachtales finden sich **Kalkmarmore (112)** und Kalkschiefer in einer rund 150 bis 200 m mächtigen Zone als Einschaltung in den dunklen Phylliten (117). Es handelt sich überwiegend um duktil deformierte, zuckerkörnige, hellgraue bis graublaue Glimmermarmore. Sie bilden

mehrere Dezimeter dicke Lagen und wechsellagern mit 2–5 cm dicken Kalkschieferbändern. In primär quarzreichen Abschnitten kommt es zur Ausbildung von Quarzmobilisaten, die als weiße, Zentimeter dicke, lagige Segregationen entwickelt sind und mit den Karbonatgesteinen verfault wurden. Der Mineralbestand der Karbonatgesteine besteht zu einem großen Teil aus Kalzit. Weitere Bestandteile sind Hellglimmer (Phengit, Muskovit und Paragonit) und Quarz, die in sehr variablen Prozentsätzen auftreten. Bereichsweise sind auch Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen), Dolomit und Feldspat zu beobachten. Als Ausgangsmaterial werden Arenite und pelagische mergelige Kalkschlämme angenommen.

Westlich des Stubachtal-Ausgangs sind milchige, durch Phyllitflecken leicht hellgrau gesprenkelte, deutlich geschieferte Karbonatgesteine in die dunklen Phyllite (117) eingelagert. Diese bestehen aus Kalzit und Quarz, enthalten in manchen Partien aber auch beträchtliche Gehalte von Albit sowie etwas Hellglimmer. Sie wurden mit dem informellen Begriff „**Quarzmarmer**“ (111) erfasst, da sie, bezogen auf ihre Zusammensetzung, zwischen Glimmermarmoren und Karbonatquarziten einzuordnen sind. Ihr Quarz- und Albitreichtum macht die Quarzmarmer recht widerstandsfähig und zäh. Aufgrund dieser Eigenschaften wurden sie in einem kleinen Steinbruch abgebaut. Dieser liegt unmittelbar südlich der Alten Salzach. Die Splitte fanden im lokalen Forstwegebau Verwendung.

Als Ausgangsmaterial der Quarzmarmer werden Psammite angenommen, deren Komponenten sich aus einem bunten Gemisch der Bestandteile Karbonat, Quarz und Feldspat zusammensetzten. Es wird vermutet, dass sie als turbiditische Ablagerungen in die pelitischen Ausgangsprodukte der dunklen Phyllite (117) geschüttet wurden.

6.3. Ostalpin

6.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

(H. HEINISCH)

Zone von Mühlbach

Die Zone von Mühlbach wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

110 Prasinit, Grünschiefer

Auffällig grün bis blaugrün gefärbte **Grünschiefer (110)** bilden bereichsweise Dezimeter bis mehrere Meter dicke Lagen in den unten beschriebenen grauen Phylliten (108). Die Grünschiefer können entweder als dünnblättrige Chloritschiefer oder als deutlich geschieferte, feinkörnige, epidot- und albitreiche Prasinite entwickelt sein. Aufgrund ihrer engen Verzahnung mit den Metasedimenten werden basaltische Tuffe bis Tuffite als Ausgangsgesteine vermutet. Ein größeres Vorkommen dieser Metabasite findet sich bei Birkel-Obermühlbach.

Im Dünnschliff kommt neben Aktinolith, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Albit und Quarz, gelegentlich auch reliktsche braune Hornblende vor. Im Vergleich mit lithologisch ähnlichen Grünschiefern (102) der Innsbrucker Quarzphyllitzone weisen die gegenständlichen Varietäten lediglich einen erhöhten Karbonatanteil auf.

109 Serizitquarzit

Dieses Gestein kann makroskopisch und mikroskopisch nicht vom Serizitquarzit der Innsbrucker Quarzphyllitzone (100) unterschieden werden (siehe unten).

108 Schwarzphyllit, grauer Phyllit und grafitischer Glimmerschiefer

Stark verfaltete, **graue Phyllite (108)** treten im lagigen Wechsel mit **Serizit-quarziten (109)** auf. Im Vergleich mit lithologisch ähnlichen Quarzphylliten (**99**) der Innsbrucker Quarzphyllitzone weisen die gegenständlichen Metasedimentgesteine lediglich einen erhöhten Karbonatanteil auf (**99**).

Der **Schwarzphyllit (108)** der Zone von Mühlbach ist wiederum ein Äquivalent des Schwarzphyllits (**99**) der Innsbrucker Quarzphyllitzone und besitzt im Vergleich mit diesem lediglich einen erhöhten Karbonatanteil. Die Unterscheidung vom zuvor beschriebenen grauen Phyllit (**108**) ist durch einen höheren Gehalt an Grafit und Opakerz gegeben.

Der grafitische Glimmerschiefer (**108**) zeichnet sich gegenüber dem Schwarzphyllit (**108**) durch einen höheren Feldspatgehalt aus.

107 Kalkmarmor

Am Ausgang Mühlbachtal und am Hang nördlich Bramberg sind Marmore vorhanden, die morphologisch als Felsen in Erscheinung treten. Die Vorkommen sind nicht als durchgängiger Gesteinszug verfolgbare. Es handelt sich um grobkristalline, **weiße bis graue Kalkmarmore (107)**, die meist von Kalkschiefern (**106**) umgeben sind. Ihre Mächtigkeiten liegen maximal im Bereich von Zehnermetern.

106 Kalkphyllit, Kalkschiefer

Dünne **Kalkphyllit- und Kalkschieferlagen (106)** wechsellagern im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich. Sie kommen im Nahbereich der Kalkmarmore (**107**) vor. Die Übergänge zu den grauen Phylliten (**108**) und den Schwarzschiefern (**108**) sind fließend.

Zone der Steinkogelschiefer

Die Zone der Steinkogelschiefer wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

105 Serizitquarzit

Analog zur Situation im Innsbrucker Quarzphyllit (**99, 100**) sind auch hier in den siliziklastischen Metasedimenten quarzreichere Domänen enthalten. Die morphologisch auffälligen Rippen wurden als **Serizitquarzit (105)** ausgehalten. Bei variabler Korngröße der Heliglimmer könnte man die Gesteine auch als Glimmer-Quarzite bezeichnen. Die Heliglimmer auf den Schieferungsflächen erreichen in Abhängigkeit von der retrograden Durchbewegung durchaus den mm-Bereich.

104 Glimmerschiefer (z.T. Granat führend)

Mit nur im Dünnschliff klar festlegbarer Grenze zum Quarzphyllit ergibt sich ein schüsselförmig aufliegendes Vorkommen von **Glimmerschiefern (104)** im Kamm-bereich längs des Wanderweges zum Wildkogel. Kartierkriterium sind die makroskopisch erkennbaren Heliglimmerschiefer auf den Schieferungsflächen. Beim Steinkogelschiefer überwiegen also die Gefügerelikte des Metamorphose-Maximums. Die retrograden Scherflächen treten zurück, sind aber durchaus am Gesteinsaufbau beteiligt.

Es versteht sich von selbst, dass die Kartierung derartig fließender Gesteinsübergänge im Gelände schwierig ist und eine Grenzziehung letztlich durch Dünnschliffprofile erfolgen musste (Stock, 1991).

Im Dünnschliff zeigt sich ein lagiger Aufbau aus Quarz/Albit-Domänen und glimmerreichen Lagen. Es dominiert Hellglimmer. Biotit ist reliktnachweisbar, meist nur chloritisiert erhalten. Gelegentlich tritt Granat auf, lokal konnte Staurolith nachgewiesen werden. Granat ist zonar gebaut. Alle Minerale zeigen Kennzeichen einer retrograden Umbildung, wie Chloritisierung von Granat und Biotit (STOCK, 1991). Die tektonische Zerschertung während der retrograden Metamorphose ist im Vergleich zum benachbarten Quarzphyllit geringer. Die ältere Metamorphose erreichte das Stadium der Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies (Tafel 1/Fig. 2).

Bereichsweise ist durch das Auftreten von Staurolith die Amphibolitifazies dokumentiert.

Als Eduktgesteine sind ebenfalls monotone Tonstein-Quarzsandstein-Wechselfolgen anzunehmen. Das Eduktalter wird lediglich durch die Einschaltungen der Orthogneis-„Intrusionen“ eingrenzbar und ist daher „prä-mittelordovizisch“. SATIR & MORTEANI (1979) schätzten ein Alter der Hauptmetamorphose von 347–260 Ma ab. Dies stimmt mit der genannten Einschätzung von SCHULZ (1992) weitgehend überein. Anzahl und Alter der retrograden Metamorphose-Ereignisse sind bisher unbekannt.

103 Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)

Am Wanderweg zum Wildkogel im Bereich Arzboden-Wetterkreuz finden sich linsige **Körper aus Augengneisen (103)** von maximal 400 m Länge und wenigen Metern Breite. Tektonisch befinden sie sich unmittelbar an der Grenze zwischen Quarzphyllit und Steinkogelschiefer oder auch innerhalb des Steinkogelschiefers.

Sie sind im frischen Bruch grau und verwittern bräunlich. Auffällige Kennzeichen sind, trotz eines hohen Deformationsgrades, die unschwer erkennbaren Alkalifeldspat-Augen. Diese können einige Zentimeter groß werden. In Randbereichen gibt eine kräftige Scherdeformation zu Verwechslungen mit Paragneisen Anlass.

Im Dünnschliffbild umfließt eine mylonitische Matrix die Porphyroklasten aus Alkalifeldspat. Die Anwachssäume sind häufig symmetrisch. Gelegentlich sind sie auch als Sigma-Klasten ausgebildet, sodass sowohl koaxiale als auch nonkoaxiale Verformungsanteile feststellbar sind. In der Matrix finden sich mylonitisierte und mehrfach rekristallisierte Quarz/Albit-Pflaster, serizitisierte Muskovitscheite und gelegentlich Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit. Die Porphyroklasten sind polymineralisch. Meist bildet ein perthitisch entmischter Alkalifeldspat, gelegentlich mit Zwillingnaht, den Kern. Er enthält Einschlüsse oder auch Ränder von Albit.

Erste geochronologische Untersuchungen zu den Gesteinen und ihrem Rahmen (Glimmerschiefer) erfolgten durch SATIR & MORTEANI (1979). Hier wird ein Bildungsalter von 425 Ma abgeschätzt. Zahlreiche Augengneisvorkommen auf dem Nachbarblatt 121 Neukirchen am Großvenediger wurden kürzlich neu bearbeitet und mit der U-Th-Pb LA-ICP-MS Methode an Einzelzirkonen datiert. Es ergaben sich zwei Cluster von 471–469 Ma und 462–461 Ma als Bildungsalter (BLATT, 2013a, b).

Das Deformationsbild ähnelt sehr dem der benachbarten Quarzphyllite und Steinkogelschiefer. Daraus folgt, dass die Gesteine erhebliche Teile ihrer Deformationsgeschichte gemeinsam erlebt haben müssen. Von TOLLMANN (1973, 1977) und vielen anderen Interpreten wurden diese Augengneislinsen als eigenständige Deckeneinheit, äquivalent eines „Mittelostalpinen Kristallins“ südlich des Tauernfensters angesehen. Dieser Interpretation kann nicht mehr gefolgt werden. Die Untersuchungen von BLATT (2013a, b) und Geländeaufnahmen von HEINISCH (2006) sowie HEINISCH & PANWITZ (2014) auf dem Nachbarblatt 121 Neukirchen am Großvenediger machen es sehr wahrscheinlich, dass es sich um geringmächtige Intrusionen handelt, die stark deformiert wurden.

Innsbrucker Quarzphyllitzone

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

102 Grünschiefer

Einlagerungen **feinkörniger Grünschiefer (102)** in den monotonen siliziklastischen Metasedimenten des Innsbrucker Quarzphyllits bilden lediglich wenige Meter mächtige Gesteinszüge, die aber über längere Strecken in Streichrichtung verfolgt werden können. Als Leithorizonte sind sie geeignet, abschnittsweise den strukturellen Bau der Gesteine der Innsbrucker Quarzphyllitzone erkennen zu lassen.

Im Mühlbachtal etwa in der Mitte des Quarzphyllit-Stapels (**99**) treten mehrere dieser Grünschieferlagen auf, queren steilstehend bei rund 1.060 m Seehöhe das Bachbett und setzen sich in den Talflanken bei Schrettlehen nach Osten fort. Ihre Mächtigkeit erreicht beispielsweise 25 m. Sie wirken, dank zurücktretender Schieferung, eher bankig und sind von auffällig blaugrüner Farbe. Das Gesteinsgefüge besteht aus einem nadeligen Filz von Aktinolith (etwa 10 %), Chlorit (etwa 15 %), Epidot (etwa 30 %) sowie körnigeren Domänen aus Quarz (etwa 15 %) und Albit (etwa 30 %). Auf kleinen Klüften tritt Karbonat auf (AIGNER, 1991; STOCK, 1991).

Es ist eine mehrphasige Metamorphose mit retrograder Umbildung des Mineralbestandes (Chloritisierung, Epidotisierung) festzustellen. Die Gesteine sind als geringmächtige vulkanische Einschaltungen von basaltischem Chemismus zu interpretieren. Der innige Wechsel mit Siliziklastika macht ihre genetische Zuordnung als marine Pyroklastika (Aschentuffe) wahrscheinlich. Die Einschaltungen sind im weiteren Sinne horizontbeständig und bilden einen lithologisch eingrenzbaren Bereich.

101 Kalkschiefer

Ausschließlich in Nähe der Deckengrenze zur Uttendorfer Schuppenzone konnten in den monotonen siliziklastischen Metasedimenten des Innsbrucker Quarzphyllits Lagen mit geringem Karbonatgehalt festgestellt werden. Die Vorkommen reihen sich in der Nordflanke des Mühlbachtales etwa längs der Linie Jochberg–Oberholzlehen–Peilberg.

Es handelt sich um Zehnermeter bis Dezimeter mächtige, **graue Kalkphyllite bis Glimmerschiefer (101)**. Der Quarzanteil tritt deutlich zurück. Als Mobilisatbänder treten Boudins aus Kalkmarmor an die Stelle der Quarzmobilisate. Der Karbonatanteil erreicht maximal 30 % und ist ansonsten diffus im Gestein verteilt. Es handelt sich also nicht um Marmore im engeren Sinne. Da die Vorkommen horizontbeständig erscheinen, sind sie eingeschränkt als lithostratigraphischer Leithorizont verwertbar, der auch den strukturellen Internbau der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke veranschaulicht.

100 Serizitquarzit

Aus kartiertechnischen Gründen wurden Domänen getrennt dargestellt, deren Petrografie einen deutlich höheren Quarzanteil aufweist. Die weißen, leicht bräunlichen **Serizitquarzitlagen (100)** zeigen alle Übergänge zu Quarzphyllit (**99**). Wichtiger ist das Geländekriterium der morphologischen Wirksamkeit in Gestalt einer auffälligen Schichtrippenbildung. In Talquerschnitten bilden diese Gesteine Wasserfall-Stufen. Beispiele für Vorkommen sind in den Nordflanken des Mühlbachtales zu finden. Im Übrigen gelten dieselben Eigenschaften wie beim gemeinen Quarzphyllit (**99**). Die Dünnschliff-Modalanalysen ergaben mittlere Gehalte von 75 % Quarz, 9 % Albit und 8 % Hellglimmer. Als Nebengemengteile treten Chlorit, Karbonat, Opakerze und Schwermineraldetritus auf.

99 Quarzphyllit, quarzitischer Schiefer, Schwarzphyllit (z.T. hochdeformiert)

Die im Gelände dominierende und den Namen des Innsbrucker Quarzphyllits bestimmende Lithologie ist im Untersuchungsgebiet oft von dünnem Verwitterungsschutt und Vegetation bedeckt, bildet aber auch relativ zähe und verwitterungsresistente Felsen, Bergrücken und Grate. Im frischen Anbruch des **Quarzphyllits (99)** bilden hellgrau-silbrige, jedoch immer wellige Schieferungsflächen das Trennflächengefüge. Verwittert ist das Gestein grau bis rötlich-braun. Auffällig sind Quarzbänder und -knauern, die in der Regel asymmetrisch zerscherte, isoklinale Falten zeigen.

Aufgrund der polyphasen Deformation fällt es schwer, eine penetrative Hauptfoliation festzulegen. Es gibt immer mehrere Faltengenerationen mit zugehörigen, sich überschneidenden Achsenflächenschieferungen. Dies führt zum Paradoxon, dass Quarzphyllitgebiete trotz intensiver Schieferung eher quaderförmig absondern, Blockhalden und Bergsturmassen bilden und auch vom Gletscher in Form von Findlingen weit in das Alpenvorland transportiert wurden.

Die Hauptmenge des Gesteins ist petrografisch als Lagenwechsel von Phyllit, Serizitquarzit und Quarzit beliebigen Mischungsverhältnisses zwischen Quarz und Helglimmer gekennzeichnet. Feldspat tritt extrem zurück. Durch intensive Zerschierung zerfällt das Gestein in phacoidartige Domänen wechselnder Korngrößen und Glimmeranteile.

Die genauere petrografische Betrachtung erlaubt eine Trennung von Gefügebereichen mit gröberschichtigen Helglimmern und polygonalem Quarzpflaster in Mikrolithons (Reliktgefüge), umgeben von Serizitbahnen und feinkörnigem, deformiertem Quarzhauwerk. Die Serizite belegen Scherbahnen in sc-Texturen. Innerhalb der gröberkristallinen Teilgefüge sind auch grobschichtige Chlorite enthalten, die retrograd umgebildete Biotite darstellen dürften. Granatstabilität ist nicht erreicht worden.

Somit lässt sich aus dem Gefügebild eine mindestens zweiphasige Metamorphose der Gesteine herleiten. Die ältere Hauptmetamorphose erreichte den in der Grünschieferfazies liegenden Biotit-Stabilitätsbereich (Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer). Diese wurde abgelöst von einer retrograden Überprägung in der unteren Grünschieferfazies, die mit einer intensiven Durchbewegung und Zerschierung des gesamten Gesteinspaketes einherging.

Ausführliche gefügekundliche und petrografische Untersuchungen fanden im Rahmen von Diplomarbeiten statt. Hierbei wurden Modalanalysen, Korngefügemessungen und Untersuchungen zur Illitkristallinität kombiniert, jeweils in Querprofilen im Grenzbereich zur Grauwackenzone (AIGNER, 1991; STOCK, 1991; KÖNIG, 2009). Auch im Dünnschliff-Maßstab bleiben die Gesteine extrem heterogen hinsichtlich des Quarz-/Helglimmer-Anteils und der Breite der Domänen unterschiedlicher Korngröße. Die Helglimmer-Teilgefüge zeigen eine zweipipflige Kornverteilung mit Maxima bei 30 µm und 0,1–0,2 mm. Damit steht das Gestein nomenklatorisch genau an der Grenze zwischen Phylliten und Glimmerschiefern. Mittelwerte der Hauptgemengteile Quarz und Helglimmer liegen jeweils bei 45 % (AIGNER, 1991; STOCK, 1991). Als Nebengemengteile treten Albit, Chlorit, Karbonat, Stilpnomelan, Opakerze und Schwermineraldetritus auf. Gelegentlich steigt auch der Anteil kohlig-grafitischer Substanz an. Resultierend kommt es zu einer dunkleren Färbung und letztlich zur Entwicklung von **Schwarzphyllit Horizonten (99)**. Lokal erhöhter Chloritgehalt führt zu einer leichten Grünfärbung. Diese kleinräumig-unsystematisch verteilten Variationen wurden jedoch im Maßstab 1:50.000 nicht mehr dargestellt.

Angesichts der Dominanz von Scherflächengefügen und Faltung sind die Quarzphyllite als Gesteine einer gewaltigen duktilen Scherzone zu interpretieren. In den Kartierungen der zurückliegenden zwei Jahrhunderte wurde damit ein Deformationszustand als lithologische Eigenschaft und Kartierkriterium verwendet. Dadurch bekamen sie auch die Funktion eines petrografischen „Mülleimers“ mit teils strittiger Grenzziehung zu Nachbargesteinen (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008, 2009).

Da belastbare geochronologische Daten zum Bildungsalter der Glimmerminerale auf den vielfältigen Schieferflächen fehlen, ist unklar, ob die Mylonitbildung präalpidisch oder eoalpidisch erfolgte. Es ist zu befürchten, dass deutlich mehr als zwei tektonometamorphe Prozesse an der Bildung des Quarzphyllitgefüges teilhaben (Kap. 4.3.2: Metamorphose).

Wie bereits erwähnt, bereitet die Grenzziehung zu benachbarten Einheiten Schwierigkeiten. Unter Einbeziehung der mittlerweile vorliegenden Kartierungsergebnisse des Nachbarblattes 121 Neukirchen am Großvenediger werden Domänen mit höherer Hauptmetamorphose nicht im Quarzphyllit subsumiert, sondern den Steinkogelschiefern zugeordnet. Ebenso wurden aufgrund geringerer Metamorphose und entsprechender sedimentärer Reliktgefüge als Grauwackenzone erkennbare Lithologien abgetrennt. Dies steht im gewissen Widerspruch zur Vorgehensweise anderer Autoren im Gebiet des Brenners (ROCKENSCHAUB et al., 2003a, b) und zwischen Innsbruck und dem Zillertal (HÖLL & MAUCHER, 1967; MOSTLER, 1973; HADITSCH & MOSTLER, 1983).

In Würdigung dieser Umstände kann es, zumindest für den Quarzphyllitanteil auf Blatt Kitzbühel, als unmöglich gelten, eine lithostratigrafische Gliederung abzuleiten. Primär sedimentär handelte es sich um eine betont siliziklastische Gesteinsfolge, bestehend aus monotonen Tonstein-Quarzsandstein-Wechselfolgen. Die vielfache Faltung macht Mächtigkeitsabschätzungen unmöglich. Angesichts der flächenhaften Verbreitung ist jedoch von mehreren Kilometern primärer Mächtigkeit auszugehen. Primäre Sedimentkennzeichen fehlen. Die Betonung auf quarzreiche Sandsteine legt die Entwicklung in einem epikontinentalen, flachen Schelfmeer mit großer Maturität der Sedimente nahe.

Indirekt kann aus den erwähnten Altersdatierungen an Orthogesteinen (siehe 103 Ausgangs) ein Minimalalter von Mittelordovizium hergeleitet werden. Die Annahme einer jungproterozoisch-altpaläozoischen Sedimentation im Peri-Gondwana-Bereich erscheint als plausibel.

Grauwackenzone (H. HEINISCH)

Die Grauwackenzone wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

6.3.2. Uttendorfer Schuppenzone (höher metamorphe und stärker deformierte Gesteine am Südrand der Grauwackenzone)

Die tektonischen Grundzüge der Uttendorfer Schuppenzone werden im Kapitel 4.3.2 erläutert.

98 Porphyroidgneis

Geringmächtige Vorkommen von **Porphyroidgneis (98)** sind von der Paß-Thurn-Straße längs ihrer südlichen Rampe bekannt, wie in der Kurve oberhalb Gehöft Mühlbauer. Sie sind mittlerweile durch Spritzbeton verhüllt.

Es handelt sich um cremefarbene, stückig absondernde Gneise, die durch ebenere Schieferungsflächen von der Umgebung kontrastieren. Mit der Lupe und im Dünnschliff sind millimeterkörnige, porphyrische Einsprenglinge aus Quarz und Kalifeldspat zu erkennen. Sie werden daher als geringmächtige Äquivalente des Blasseneck-Porphyröids gedeutet (77).

97 Dolomitmarmor von Uttendorf und vom Paß Thurn

96 Kalkmarmor vom Paß Thurn

Die wichtigsten Vorkommen sind der **Dolomitmarmor von Uttendorf (97)** und die Vorkommen im Bereich des Paß Thurn, die als gut verfolgbare Gesteinszüge die Streichrichtung der ganzen Abfolge markieren. Ihre Geometrie ist langgestreckt linsig oder elliptisch. Dies führt angesichts des Härteunterschieds zur Schiefermatrix zu auffälligen Rundhöckerformen. Beispiele hierfür sind Schloss Mittersill in der Kehre der Paß-Thurn-Straße, aber auch andere auffällige Späne längs der ansteigenden Paß-Thurn-Straße. Es gibt monolithologische Linsen, aber auch Komposita aus Dolomitmarmor und **Kalkmarmor (96)**.

Der Dolomitmarmor ist z.B. in einem Steinbruch am östlichen Ortsende von Uttendorf gut erschlossen (Nachbarblatt 123 Zell am See). Sein Mineralbestand, der aus 90 % Dolomit, Serizit, Quarz, Grafit und Erz besteht, entspricht dem von Dolomitmarmoren der Kitzbüheler Grauwackenzone. Allerdings ist eine wesentlich stärkere Umkristallisation festzustellen. Versuche einer conodontenstratigrafischen Datierung schlugen fehl. Immer wieder treten auch Kalkmarmor-Phyllit-Wechselfolgen auf. Auch diese kräftig rekristallisierten Marmorlagen enthielten keine Conodonten. Obwohl es nahe liegt, in den Gesteinen Äquivalente der obersilurisch-devonischen Karbonate der Wildseeloder-Einheit zu sehen (44–48), wurden die Gesteine getrennt dargestellt, da kein Altersnachweis vorliegt.

Tektonisch handelt es sich um eine typische Block-In-Matrix-Struktur, wie sie von olistholithischen Mélanges bekannt ist; sie kann jedoch auch durch Schertektonik entstehen. Angesichts des Kompetenzkontrastes der Gesteine bilden sich typische Schergefüge und eine linsig, perlenschnurartige Anordnung aus. Entsprechend des Metamorphosestadiums (Grünschieferfazies) reagieren die Kalkmarmore bereits duktil mit Fließfalten, während die Dolomitmarmore spröde verformte Mega-Scherklatten bilden.

95 Kalkmarmor der Hartkaseralm (lithologisch der Klingler-Kar-Formation entsprechend)

Im Umfeld von **Hartkaseralm, Poppalm und Hanglalm** treten gehäuft **dunkelgraue Kalkmarmore (95)** in Erscheinung, die auch mit Schwarzschiefern und Kieselschiefern vergesellschaftet sind. Ebenso fällt die Nähe zu Metabasitvorkommen auf.

Die Kalkmarmore sind Zentimeter bis Dezimeter gebankt und wechseln lagig mit den Phylliten, Schwarzphylliten und Kieselschiefern. Neben einer zuckerkörnigen Umkristallisation zu Marmor weisen sie in der Regel eine duktile Fließfaltung auf.

Sowohl lithologisch als auch in ihrer lithostratigrafischen Position erscheinen sie als Äquivalent der Klingler-Kar-Formation der Glemmtal-Einheit (63). Trotz intensiver Untersuchung auf Conodontenführung gelang leider kein Altersnachweis, weswegen die Gesteine getrennt ausgeschieden wurden.

94 Hornblendegabbro, Gabbroamphibolit (Liebenberg-Straße)

Hornblendegabbro und Gabbroamphibolit (94) finden sich in Nachbarschaft zu Ortho-Augengneisen im Rundhöcker bei Hinteregg, am Osthang der Resterhöhe in Gestalt lang-elliptischer Linsen sowie längs der Liebenberg-Straße am Ostrand des Kartenblattes (von Uttendorf zum nördlich gelegenen Gasthof Liebenberg, Quettensberg 8, Gemeinde Uttendorf). Bereits im Gelände sind bis zu cm-große Hornblendekristalle zu erkennen. Auch ein cm-körniges, ophitisches Tiefengesteinsgefüge ist fallweise erhalten. Je nach Vorkommen variiert die Petrografie. Im Dünnschliff zeigen sich einheitlich Relikte einer mehrphasigen Umbildung des primär magmatischen Mineralbestandes. Beispielsweise wächst Gemeine Hornblende pseudomorph nach Pyroxen und wird von aktinolithischer Hornblende ummantelt. In der Matrix zeigt sich ein Filz aus Epidot- und Chloritnadeln.

Es könnte sich bei diesen Gesteinen um höher metamorphe Äquivalente von Ganggesteinen der Glemmtal-Einheit handeln. Wahrscheinlicher ist jedoch eine gemeinsame tektonische Platznahme mit den anderen höher metamorphen Gesteinen durch Schertektonik.

93 Chloritschiefer, verbreitet Karbonat führend

92 Grünschiefer (Prasinit, Leuko-Epidotamphibolit, Chloritschiefer)

Das Spektrum der Grüngesteineinschlaltungen ist petrografisch sehr vielfältig. Gut verfolgbare, über mehrere Kilometer aushaltende Grüngesteinszüge stehen dünnen, rasch auskeilenden Lagen gegenüber. Im Gelände ähneln die Gesteine sehr den Prasiniten des Tauernfensters. Ihr Hauptverbreitungsgebiet befindet sich nördlich der Rampe der Paß-Thurn-Straße, aber auch nördlich Uttendorf.

Ein Teil der Gesteine weist den Mineralbestand von **Amphiboliten** auf. Ihr mikroskopisch ermittelter Mineralbestand kann mit gemeiner Hornblende, Plagioklas, Chlorit, Biotit und opaken Erzmineralen angegeben werden. An Akzessorien sind Epidot, Zoisit und Leukoxen zu nennen. Auch deren Gefügetyp weist auf eine höhere Metamorphose hin. Daneben sind auch typische **Prasinite** mit dem Mineralbestand aktinolithische Hornblende, Albit, Epidot, Chlorit, Kalzit, Leukoxen und Opakerz weit verbreitet. Ein buntes Spektrum weiterer Grünschiefer-Varianten tritt hinzu. Nach dem identifizierbaren Mineralbestand wären sie als **Chloritschiefer, Karbonat führender Chloritschiefer (93)** und **Leuko-Epidotamphibolit (92)** zu bezeichnen (SLUITNER, 1985). Auch geringmächtige Anreicherungen von Chrysotil wurden nachgewiesen, so dass möglicherweise auch Serpentine am Gesteinsaufbau beteiligt sein könnten. Das Auftreten von Blasten, beispielsweise von klarem Albit, zeigt die Dominanz der Metamorphose im Gefüge an und macht den Unterschied zu den Gesteinen der Glemmtal-Einheit deutlich, welche durch das Vorherrschen von primären Gefügen bestimmt werden oder zumindest noch über Gefügerelikte genauer zugeordnet werden können.

91 Spessartin-Glimmerschiefer, oft mit Magnetit (Erlschlief-Alm); Biotit-Glimmerschiefer, Granat-Phyllonit (Liebenberg-Straße und Erlschlief-Alm)

Die nur lokal auftretenden, linsigen Einschlaltungen von **Spessartin-Glimmerschiefern (91)** wurden durch Dünnschliffuntersuchungen im Rahmen von Diplomarbeiten entdeckt (SLUITNER, 1985; STOCK, 1991). Es handelt sich zum einen um die Umgebung der hier sogenannten **Liebenberg-Straße** von Uttendorf zum nördlich gelegenen Gasthof Liebenberg (Quettensberg 8, Gemeinde Uttendorf) am östlichen Blattrand, zum anderen um das Umfeld der an der Talflanke des Mühlbaches gele-

genen Erlschlif-alm am westlichen Blatrand (in der heutigen topografischen Karte als Leiten-Grundalm bezeichnet). Äquivalente gibt es auch entlang der Rampe der Paß-Thurn-Straße. Die tektonische Position ist generell nahe der Grenze zum Innsbrucker Quarzphyllit.

Die Gesteine sind im Gelände leicht mit den phyllitischen Rahmengesteinen zu verwechseln. Allen Vorkommen gemeinsam ist jedoch die gleichzeitige Existenz grobschuppiger Glimmer neben serizitbelegten Schieferflächen. Im Dünnschliff lässt sich auch Granat nachweisen (teils Spessartin, teils Almandin), ebenso lokal Biotit. Damit kontrastieren die Gesteine in ihrem Metamorphose-Maximum (Grünschiefer-Amphibolitübergangsfazies) zur umgebenden Schiefermatrix. Sie sind als Scherspäne zu interpretieren, die retrograd an das Phyllitstadium der Umgebung angepasst wurden. Als Besonderheit führt das Vorkommen an der Erlschlif-alm makroskopisch sichtbaren Magnetit.

Gemeinsam mit den Phylliten bauen die Phyllonite den größten Anteil der Utten-dorfer Schuppenzone auf. Ein Metallglanz auf den Schieferungsflächen, kombiniert mit einer runzelig-gewellten Oberfläche und brauner Verwitterungsfarbe stellen die makroskopischen Kennzeichen dar. Hinzu treten Quarzmobilisate, welche asymmetrisch, ptygmatisch verfaltet sein können. Der Dünnschliff zeigt einen heterogenen Aufbau des Gesteinsgefüges aus gröber körnigen Bereichen mit Quarz-Albit-Polygonpflaster sowie größeren Muskovitscheiten und feinen Serizittapeten, die sich auf jüngeren Schieferungsflächen anordnen. Das Gestein ist das Produkt einer mehrphasigen Metamorphose; der letzte Formungsakt lief unter retrograden Bedingungen ab.

90 Granitgneis und Dioritgneis (z.T. Granat führend; Liebenberg-Straße)

Als exotische Einschaltungen in ihrer phyllitischen Umgebung erscheinen **Granitgneise und Dioritgneise (90)**. Sie sind geometrisch grundsätzlich mit Hornblendegabbros vergesellschaftet (**94**).

Es handelt sich um drei Vorkommen (Liebenberg-Straße, Rundhöcker bei Hinteregg, Osthang Resterhöhe) in Gestalt lang-elliptischer Linsen von maximal 800 m Länge. Die sehr harten Gesteine weisen ein mm- bis cm-körniges Tiefengesteinsgefüge auf, das randlich in eine Gneistextur überführt wurde.

Nach dem Mineralbestand können Granite und Diorite als Ausgangsgestein festgehalten werden. Der Orthogneis der Liebenberg-Straße führt zusätzlich Granat.

89 Serizitquarzit

Der **Serizitquarzit (89)** bildet markante Wandstufen oder Felsrippen, vor allem zwischen Stuhlfelden und Thalbach. Sein Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Plagioklas, Serizit und Chlorit mit den Akzessorien Kalifeldspat, Ankerit, Leukoxen und Opakerz zusammen. Sieht man von der deutlich höheren Metamorphose ab, entspricht dieser Gesteinstyp weitgehend den Sandstein- und Quarzitvorkommen wie sie in der Löhnersbach-Formation, aber auch als eng begrenzte Einschaltungen in den Tonschiefern der Glemmtal-Einheit vorkommen. Die höhere Intensität der metamorphen Überprägung drückt sich im Quarz-Albit-Polygonalgefüge mit Gleichgewichts-Korngrenzen aus.

88 Kalkphyllit

Vor allem im Südtail des Stuhlfeldener Baches auftretend, handelt es sich um dünne bis m-mächtige Lagen aus **Kalkphyllit (88)**. Sie sind gut geschiefert, weisen aber einen merklichen Kalzitgehalt auf, was zu löchriger Verwitterung und bräunli-

cher Verfärbung führt. Die Schieferflächen glänzen stark silbrig. Je nach Kalzitgehalt brechen sie plattig oder dünnsschichtig. Als Mineralbestand konnte Quarz, Albit, Serizit, Kalzit, Chlorit, Erz und Leukoxen bestimmt werden. Die Gesteine sind als höher metamorphe Äquivalente der Karbonatischen Schiefer (68) der Glemmtal-Einheit zu interpretieren.

87 Schwarzphyllit

Der **Schwarzphyllit der Uttendorfer Schuppenzone (87)** ist wiederum ein höher metamorphes Äquivalent des Schwarzschiefers der Grauwackenzone und unterscheidet sich vom nachfolgend beschriebenen Phyllit nur durch einen höheren Gehalt an Grafit und Opakerz. Er tritt vor allem im Umfeld von Breitmoos in Erscheinung.

86 Phyllit

85 Phyllit und dünnbankiger Quarzit

Diese Gesteine bilden den Hauptanteil der Uttendorfer Schuppenzone. Sie können als „Matrixschiefer“ der Schuppenzone gelten. Im Gelände fallen eine sehr gute Teilbarkeit nach engstündigen Schieferungsflächen sowie ein kräftiger Phyllitglanz auf. Im Falle dünnbankiger quarzitischer Einschaltungen bilden sich kleinere Wandstufen. Diese Bereiche aus **dünnbankigem Quarzit (85)** wurden getrennt ausgeschieden, während der Hauptteil aus **Phyllit (86)** besteht.

Es ist plausibel, die erstere Folge (85) als höher metamorphes und deutlich stärker tektonisiertes Äquivalent der feinkörnigen, dünnbankigen Sandsteine, Silt- und Tonsteine der Löhnersbach-Formation zu interpretieren. Der Phyllit der Uttendorfer Schuppenzone entspricht hingegen im Mineralbestand weitgehend dem Tonschiefer der Glemmtal-Einheit. Allerdings zeigt das Gefüge eine im Vergleich stärkere metamorphe Überprägung an. Diese äußert sich in einem metamorphen Lagenbau aus Quarz-/Albit-Pflaster und Serizit-/Chlorit-Filz. Das sedimentäre Lagengefüge ist vollständig durch die Schieferung ausgelöscht. Merkliche interne Kleinfaltung, Bildung von Quarzbändern und Schergefüge zeigen, dass in diesen Gesteinen erhebliche Anteile duktiler Deformation verborgen sind.

84–80 Duktil deformierte Metabasite der Glemmtal-Einheit

Im Vergleich zu den später zu beschreibenden, geringer metamorphen Metabasaltfolgen sind deutlich weniger vulkanologisch interpretierbare Primärgefüge erhalten. Soweit möglich, wurde die Unterscheidung in die fünf vulkanologisch definierten Untergruppen **Metabasalt (80)**, **gabbroides Ganggestein (81)**, **dioritisches Ganggestein (82)**, **Metatuff (83)** und **Metatuffit (84)** beibehalten.

Die Gesteine sind generell erheblich stärker geschiefert. Im Dünnschliff zeigt sich eine komplette Umstellung auf die metamorphe Mineralassoziation Chlorit, Epidot, Albit und Kalzit. Die Matrix ist komplett rekristallisiert (Stöck, 1991). Dies führt makroskopisch zu einer charakteristisch blaugrünen Färbung der Abfolgen.

Je größer die Ausgangskorngröße, desto eher sind noch „Geisterstrukturen“ primärmagmatischer Gefüge erhalten. Damit bleibt gröber körniges Ganggestein erkennbar. Die Unterscheidung zwischen Metagabbros (81) und Metadioriten (82) ist aufgrund des Mengenverhältnisses an mafischen (Chlorit, Epidot) und felsischen Mineralen (Albit) möglich. In grobkörnigen Lagen finden sich gelegentlich noch erhaltener Klinopyroxen und tafelige Plagioklase (B'Shary, 1991). Laven sind an Chloritpseudomorphosen (achteckige, teils rautenförmige Umrisse) erkennbar, die

das porphyrische Gefüge ehemaliger Pyroxene abbilden. Engständig geschieferte Grüngesteine sind als Metatuffe zu interpretieren. Bei den Tuffitschiefern tritt häufig ein grün-violetter Farbwechsel bei gleichzeitig deutlichem Phyllitglanz in Erscheinung.

Die Metabasitfolgen sind lagig in die höher metamorphen Serien eingeschaltet und aufgrund der Vertikalstellung als parallel streichende Züge meist mehrere Kilometer verfolgbar. Die Form der Einschaltungen ist langgestreckt-linsig und der duktilen Streckung im betrachteten Bereich geschuldet. Entsprechende Vorkommen sind auch längs der Paß-Thurn-Straße aufgeschlossen. Während hier und am Rankeskopf eher die Tuffitschiefer dominieren, findet man im Bereich Resterhöhe, Hanglhöhe und Roßgruberkogel vor allem Metabasalte und Metatuffe. Auch mächtigere Züge von dioritischen Ganggesteinen sind in diesem Bereich auffällig. Dies hängt mit der Annäherung an den Kleinen Rettenstein zusammen, welcher ein ehemaliges Förderzentrum basaltischer Magmen darstellen dürfte. Der kontinuierliche Übergang zwischen duktil deformierter Grauwackenzone und normaler Ausbildung im Norden zeigt erneut, dass es sich um eine zusammenhängende Serie handelt, deren Südrand tektonisch durch eine Scherzone überformt wurde.

Kataklasite und Kakirite (nicht getrennt ausgeschieden)

Als Bestandteil der Uttendorfer Schuppenzone sind die Gesteine lagenweise zu einem weichen, knetbaren Brei zerrieben. Das Gefüge wird von kataklastischer Durchbewegung bestimmt. Alle Stufen der Kataklase sind festzustellen. Sie beginnt mit einer geringfügigen Störung des Gefüges durch dünne Domänen der Zerschierung und endet mit einer optisch isotrop erscheinenden Matrix aus feinstem Material, in der einzelne größere, deformierte Mineralklasten schwimmen. Die kohäsionslosen Bereiche sind nach HEITZMANN (1985) als Kakirite zu bezeichnen. Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit konnten die Gesteine im Kartenblatt nicht getrennt ausgeschieden werden. Da sie keine metamorphe Überprägung erfahren, sind die Kakirite den letzten, jüngsten Deformationseignissen zuzuordnen und sind häufig mit Photolineamenten korrelierbar.

6.3.3. Staufen-Höllengebirge-Decke

Die Staufen-Höllengebirge-Decke wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

Glemmtal-Einheit

Die Glemmtal-Einheit wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

79 Jausern-Formation

(dünnbankige Wechselfolge aus Ton-, Silt- und Sandstein im Verband mit der Löhnersbach-Formation; Reith bei Kitzbühel; Unterordovizium)

Die Typlokalität der **Jausern-Formation (79)** liegt im Talgrund des Glemmtales (Blatt 123 Zell am See) zwischen Saalbach und Viehhofen. Dort, sowie in den tieferen Teilen der anschließenden Bergflanken, konnten siliziklastische Wechselfolgen im Liegenden von Porphyroiden erfasst werden. Aufgrund dieser Position muss ihnen ein höheres Alter zukommen als das der Porphyroide. Bei Reith, nahe Kitzbühel, konnten aus einem isolierten Phyllitauflschluss unterordovizische Acritarchen bestimmt werden (REITZ & HÖLL, 1992). Dieser Fundpunkt wurde in der Karte speziell markiert und beweist die Einstufung der Jausern-Formation als „prä-mittelordovizisch“.

Tonschiefern oder Siltsteinen sind im typischen Fall gröber klastische Subgrauwacken zwischengeschaltet, die erhöhte Anteile an Gesteinsbruchstücken (Tonschiefer, Siltsteine) aufweisen und als Geröllpelite bezeichnet werden können. Im Gegensatz zu den grobkörnigen Subgrauwackenbänken der Schattberg-Formation zeigen diese Gesteine nur sehr geringe Bankdicken (wenige cm). Im Falle von Reith handelt es sich allerdings um kräftig phyllitisch glänzende, reine Metapelite. Eine gezielte Nachbeprobung auf Palynomorpha führte zu keinen weiteren Ergebnissen.

78 Weißer Filamentkalk, dunkler Crinoidenkalk (Viertalm; Mittellordovizium–Oberordovizium).

Direkt an der Blattgrenze zu 123 Zell am See, in den Hängen nördlich Uttendorf, tritt an der Viertalm ein auffällig fossilführender Kalkmarmor auf. Äquivalente gibt es in ähnlicher tektonischer Position auch auf Blatt Zell am See. Es handelt sich um einen **weißen Filamentkalk im Wechsel mit dunklem Crinoidenkalk (78)**.

Die Vorkommen sind linsenartig, von geringer Mächtigkeit und erscheinen an Störungen eingeschuppt. Bei der Viertalm ist eine Vergesellschaftung mit Dolomitmarmor gegeben. Jenseits einer Störung treten basaltische Metavulkanite auf.

Das Gestein ist entweder auffällig weiß oder dunkelgrau gefärbt. Trotz metamorpher Umkristallisation sind makroskopisch Filamente und/oder Crinoiden-Stielglieder zu erkennen. Es handelt sich ursprünglich um einen typischen Fossilschuttkalk mit ausgewaschener Matrix (komponentengestützter Rudstone; DUNHAM, 1962).

Conodonten-Untersuchungen (mündl. Mitt. WEDDIGE, 2011) beweisen ein mittelbis oberordovizisches Alter. Diese isolierten Gesteinsvorkommen geringer Mächtigkeit und Verbreitung stellen daher die ältesten Karbonate der Grauwackenzone dar.

77 Blasseneck-Porphyr (rhyolithischer Ignimbrit und epiklastisches Porphyrmaterial, Oberordovizium)

Wie bereits im Kapitel 5.1.5 erläutert, überschreiten die ordovizischen sauren Vulkanite als einzige Gesteinseinheit die fundamentale Faziesgrenze zwischen Glemmtal-Einheit und Wildseeloder-Einheit. Eine ausführlichere petrografische Darstellung der Porphyroide findet sich unter (53). Die in der Glemmtal-Einheit auftretenden **Blasseneck-Porphyroide (77)** stellen ausnahmslos dünne Lagen von Vulkanitmaterial dar, die den siliziklastischen Turbiditsequenzen zwischengeschaltet sind. Am Nachbarblatt Zell am See (Porphyroid von Jausern) konnten sie zur Rekonstruktion des paläogeografischen Entwicklungsschemas Verwendung finden (Kap. 5.1.9, Falltafel 2). Die Vorkommen auf Blatt Kitzbühel liegen bei Filzen südlich Jochberg und nahe Talsenhöhe zwischen Aurachbach und Saukaser Graben.

Im Gelände handelt es sich um cremeweiße bis pastellrosa erscheinende, quarzitähnliche Einschaltungen, die gut geschiefert sind und silbrig-weiße, leicht seifig erscheinende Absonderungsflächen aufweisen. Warzenartig herauswitternde Phänokristalle erlauben im Dünnschliff den Nachweis eines reliktschen porphyrischen Gefüges. Es dominiert Quarz neben stark zersetztem Alkalifeldspat. Die Grundmasse besteht aus einem Quarz/Albit/Serizit-Gewebe.

Deutliche Bänderungen, gemeinsam mit intensiver Wechsellagerung zu Tonschiefern, lassen die Interpretation als epiklastisch umgelagertes Porphyrmaterial zu. Liefergebiet war die in Abtragung befindliche Porphyrrplattform (vgl. Kap. 5.1.9).

Die Vorkommen Taxeralm und Waldhausalm in den Hängen des Schützkogels haben die Besonderheit einer unmittelbaren Nachbarschaft mit basaltischen Pyroklastika. Für diese Gesteine fehlt eine klare genetische Zuordnung, ebenso wie die stratigrafische Einstufung. Sie wurden aufgrund des petrografisch identischen Aussehens mit in die Kartiereinheit integriert.

76 Tonstein und Tonschiefer (Oberordovizium–Devon)

Tonstein und Tonschiefer (76) werden als leicht metamorphe Metapelite zusammengefasst und treten entweder in zusammenhängenden Abfolgen oder als dünne Zwischenlagen innerhalb der Wechselfolge der Turbidite auf (vgl. Kap. 5.1.3). Sie sind in allen stratigrafischen Niveaus und Faziesbereichen vertreten. Damit sind sie regional in weiten Teilen des Kartenblattes anzutreffen. Im Gelände bewirken Metapelitfolgen eine flachere Morphologie und ungünstige Aufschlussverhältnisse. Das makroskopische Erscheinungsbild der hellgrauen bis dunkelgrauen Gesteine wird durch die engständige Schieferung und daraus resultierende dünnblättrige Teilbarkeit geprägt. Sie wurden nur bei morphologisch wirksamer Mächtigkeit innerhalb der Siliziklastika ausgeschieden. Zonen mit den genannten Merkmalen sind innerhalb der Glemmtal-Einheit räumlich eng begrenzt. Es wird daher darauf verzichtet, diesem Faziestyp einen Lokalnamen zuzuordnen. Domänen dieses Faziestyps finden sich beispielsweise im Hinteren Saalachtal (u.a. Hangfuß des Zwölferkogels).

Es handelt sich um Tonschieferfolgen, in denen untergeordnet Siltsteinfolgen und nur vereinzelt Feinsandsteinbänke auftreten. In der Regel sind die Abfolgen unstrukturiert; eine nur selten erkennbare Schichtung liegt im Millimeterbereich. Kleinräumige Einschaltungen von Schwarzschieferlagen sind vorhanden. Wie HEINISCH (1986) durch Messungen der Illit-Kristallinitäten belegen konnte, schwankt der Metamorphosegrad im Grenzbereich zwischen Anchizone und Epizone nach KÜBLER (1964). Daher haben die Gesteine in manchen Teilen des Arbeitsgebietes noch das Aussehen milder, schwach seidig glänzender Tonschiefer, während sie in anderen Bereichen aufgrund des deutlichen Silberglanzes auf den Schieferungsflächen makroskopisch als Phyllite anzusprechen sind.

Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Quarz, Feldspat, Serizit und Chlorit. An Akzessorien konnten Kalzit, Chloritoid, Stilpnomelan, Apatit, Turmalin, Zirkon und Opakerz bestimmt werden. Der Feinkornanteil ist mikroskopisch durch einen dichten, nicht mehr näher differenzierbaren Filz (Korngröße 1–5 µm) von Serizit- und Chloritmineralen charakterisiert. Darin sind einzelne größere Quarz- oder Feldspatklasten eingebettet. Ein Lagenbau zwischen Quarz-Feldspat Domänen und Serizit-Chlorit Domänen ist die Regel. Bereichsweise erscheinen Blasten von Chloritoid und Stilpnomelan als Metamorphose-Indikatoren.

HEINISCH (1986) vermutet, dass diese Abfolgen aus hemipelagischen Tonen und Silten entstanden sind. Jene werden als Ablagerungen stark verdünnter Suspensionen betrachtet (READING, 1978). Derartige Bildungen sind sowohl im „outer fan“ eines marinen Rinnenfächers, als auch in der abysalen Tiefsee-Ebene verbreitet. Eine scharfe Trennung ist auch im rezenten Beispiel schwierig. Während die Ablagerungen rezenter Tiefsee-Ebenen einen höheren Biogenanteil aufweisen, sind die betreffenden Bildungen des Untersuchungsgebiets eindeutig von klastischem Detritus bestimmt. Nur die Schwarzschieferlagen könnten ehemalige biogenreiche Schlämme darstellen. Die enge Verzahnung der Tonschieferfolgen mit Bereichen distaler Turbiditfazies zeigt ebenfalls an, dass die Ablagerung im Randbereich von Fächersystemen erfolgt sein dürfte.

Gebänderte Metapelite

Vor allem in glattpolierten Bachrinnen außerordentlich auffällig und daher dort auch bei der Kartierung getrennt erfassbar, treten Abfolgen mit ausgeprägter warvenartiger Bänderung auf. Derartige Bereiche lassen sich in der Regel vertikal (bis Zehnermeter) und lateral (bis etwa 100 m) etwas besser verfolgen. Diese Folgen wurden nur in der Manuskriptkarte 1:10.000 ausgeschieden, im Maßstab 1:50.000 wurden sie der allgemeinen Tonschiefersignatur zugeschlagen.

Metasiltsteine

Sofern Metasiltsteinfolgen in größeren zusammenhängenden Paketen auftreten, und nicht als Elemente einer rhythmischen Feinschichtung oder Wechselfolge, bilden sie im Gelände bereits Wandstufen und neigen zu glattgeschliffenen Oberflächen. Erst im Querbruch zeigt sich die gute Teilbarkeit längs der Schieferungen, welche den Gesteinen im Handstück ein tonschieferähnliches Aussehen verleiht. Auch die hellgraue, manchmal eine Spur grünlich wirkende bis dunkelgraue Farbe ist den Tonschiefern identisch, so dass ihre petrografische Abgrenzung erst im Dünnschliff eindeutig wird.

Auch diese Gesteine wurden nur in den Manuskriptkarten 1:10.000 getrennt vermerkt. Morphologisch geben sie zur Verwechslung mit Sandsteinfolgen Anlass.

Das Maximum der Korngröße der Klasten liegt im Siltbereich (Korndurchmesser von 20 μm). Im Allgemeinen sind hier die Beziehungen zwischen sedimentärem Lagengefüge und den Schieferungen besser erkennbar, ebenso wird die Diagnose des Mineralbestandes durch die größeren Kornquerschnitte erleichtert. Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Hellglimmer, Serizit und Chlorit. An Akzessorien konnten Kalzit, Chloritoid, Stilpnomelan, Apatit, Turmalin, Zirkon und Opakerz bestimmt werden. Die angularen Quarz- und Feldspatklasten sind lagenweise angereichert und treten im Wechsel mit Serizit-Chlorit Domänen auf. Einzelne detritische Hellglimmerscheite kommen hinzu. Die primäre Matrix ist durch ein feines Serizit-Chlorit Gewebe ersetzt. Dies bewirkt ein sekundäres Korngrößenmaximum in der Feinfraktion. Häufig ist eine Mikrogradierung festzustellen, die Übergänge zu Tonschiefern oder auch zu Feinsandsteinen herstellt. Wie bereits erwähnt, sind Metasiltsteinlagen Bestandteil auffallender Bänderungen (Abb. 43).

Bei den Ausgangssedimenten handelt es sich um marine Ablagerungen (mit der Korngröße von Ton und Silt), die fast ausschließlich aus terrigenem Detritus bestehen. In der Regel sind keine Hinweise auf Anteile von pelagischem Biogendetritus gegeben. Die nähere fazielle Zuordnung erfolgte im Kapitel 5.1.3.



Abb. 43.

Bändertonschiefer bis Siltstein. Hellere, feingradierte Siltsteinlagen wechseln mit dunkleren Tonsteinlagen ab. Gradierung als Ursache des Farbwechsels ist im Dünnschliff nachvollziehbar. Die Bänderung entsteht durch Ablagerungen am distalen Ende von Turbiditen. Jedes einzelne Trübestrom-Ereignis bildet nur noch eine mm-dicke Lage aus. Von der linken oberen zur rechten unteren Bildecke verläuft eine beginnende Transversalschieferung (Foto: H. HEINISCH).

75–74 Löhnersbach-Formation

75 Quarzit

In der anschließend zu charakterisierenden Löhnersbach-Formation treten gelegentlich einzelne markante **Quarzitbänke (75)** auf, die auch morphologisch als Rippen oder Wasserfallstufen wirksam werden. Besonders markant sind diese in den Bachläufen am Südrand der Grauwackenzone vertreten, die zur Salzach entwässern (u.a. Manlitzbach). Sie sind in der Karte lediglich mit Übersignaturen vermerkt. Sie wurden ab einer Mächtigkeit von 10 m ausgeschieden. Dies hilft auch, den strukturellen Internbau der monoton-flächig ausstreichenden Abfolgen darzustellen.

Makroskopisch handelt es sich um grünlich-graue, blockig brechende Quarzsandsteine, denen dünne Tonschieferlagen zwischengeschaltet sind.

Der Sandsteinanteil an der Wechselfolge beträgt 80–100 %, die Bankung liegt im Dezimeterbereich.

Im Dünnschliff zeigt sich ein Quarzanteil von bis zu 80 %. Die Gefüge können korngestützt oder matrixgestützt sein, je nach Metamorphosegrad sind subangulare primäre Klasten, aber auch beginnende Sammelkristallisation zu beobachten.

Sedimentologisch sind die Meta-Sandsteine ebenfalls als Teile von BOUMA-Sequenzen zu interpretieren, die einzelnen größeren Trübestrom-Ereignissen im „mid fan“ zuzuordnen sind (vgl. Kap. 5.1.3).

74 Feinkörniger, dünnbankiger Sandstein, Silt- und Tonstein (distale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen, Oberordovizium–Devon)

Eine Wechselfolge mit anteilig etwa gleicher Menge an **Sandsteinen und Peliten (74)** wurde als Löhnersbach-Formation definiert (HEINISCH, 1986; vgl. Kap. 5.1.3). Diese Gesteine bilden den Löwenanteil der Siliziklastika der Glemmtal-Einheit und bedecken dementsprechend weite Teile des Kartenblattes, insbesondere im Glemmtal, im Hörndlinger Graben, auf der Gipfflur des Pinzgauer Spaziergangs, im Umfeld von Paß Thurn und in der Region westlich Jochberg. Als Typlokalität gilt das Löhnersbach Tal mit seinen Aufschlüssen im stratigrafisch Liegenden der Klingler-Kar-Formation auf Blatt 123 Zell am See. Hierbei sind die Aufschlüsse im Talschluss und nicht im vorderen Teil des Löhnersbach Tales charakteristisch.

Durch das ausgeglichene Sandstein/Pelit-Verhältnis bilden die Verbreitungsgebiete eher flachere Morphologie aus und sind häufig bewaldet. Das Substrat ist gut geeignet für die Anlage von Skipisten (Saalbach-Hinterglemm, Jochberg-Kitzbühel), aber auch anfällig für Reliefausgleich durch Massenbewegungen.

Die Gesteine stellen den „Normalfall“ der Meta-Siliziklastika dar und brechen im Gelände eher schiefrig-splittig. Während in Flanken und Graten die Wechselfolge einen Schiefer-Habitus ausbildet, wirkt sie in Bachprofilen eher bankiger und kompakter, ohne dass hierbei ein signifikanter petrografischer Unterschied vorliegt. Im frischen Anbruch sind die Gesteine grau, bei Verwitterung bräunlich gefärbt.

Die Variationsbreite des Anteils von Sandstein zu Pelit wurde als Kartierungskriterium von 20:80 bis 70:30 festgelegt, Endglieder der Mischungsreihe entsprechend getrennt ausgeschieden (**75, 76**).

Bei den Sandsteinbänken handelt es sich vorwiegend um Subgrauwacken, untergeordnet Grauwacken mit Bankmächtigkeiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. In der Korngröße dominieren vor allem Mittel- bis Feinsandsteine. Gradierungen sind selten, lassen sich aber in manchen Dünnschliffen nachweisen.

Der Mineralbestand wird von detritärem Quarz (50–60 %), Plagioklas + Alkalifeldspat (10–20 %), untergeordnet Hellglimmer, Biotit und Chlorit bestimmt, mit entsprechend variablem Anteil an Matrix und gelegentlichen Gesteinsbruchstücken. Die sedimentäre Form der Detrituskörner wird je nach Position im Metamorphoseprofil zunehmend durch metablastische Gefüge überwachsen. Dies gilt in verstärktem Maße für die Matrix der Gesteine. Details zur Petrografie finden sich bei HEINISCH (1986).

Die Siltstein- und Tonsteinanteile zeigen nur in günstigen Fällen noch reliktsche Sedimentstrukturen, wie Bänderungen und Gradierungen. Sie sind weitgehend umkristallisiert und bilden entsprechend des Metamorphosegrades eine mehr oder weniger penetrative Schieferung aus, welche dann auch einen entsprechenden Phyllitglanz der Gesteine auf den Trennflächen bedingt.

Im sedimentologischen Modell werden die Gesteine als unvollständige BOUMA-Sequenzen interpretiert. Sie sind als distale Turbidite aufzufassen, welche sowohl im Bereich des „mid fan“ außerhalb der Rinnensysteme, als auch im „outer fan“ auftreten können (vgl. Kap. 5.1.3, Abb. 10).

73 Megabrekzie der Ehrenbachhöhe

Die **Megabrekzie der Ehrenbachhöhe (73)** ist seit langer Zeit unter den Bezeichnungen „Diabasbrockenschiefer“ bzw. „Alkalidiabasaplit und Amphibolit der Ehrenbachhöhe“ in der Literatur bekannt. Sie ist in der Geologischen Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Kitzbühel und Zell am See mit den zitierten Lokalnamen eingetragen (OHNESORGE, 1917; HAMMER, 1937). MOSTLER (1968, 1984) und COLINS et al. (1980: 345) interpretierten diese Gesteine als tiefordovizische Eruptivbrekzien und betonten ihren hohen Gehalt an Kristallinkomponenten mittel- bis hochgradiger Metamorphose.

Die durch DAFFNER (1985) näher untersuchten Aufschlüsse befinden sich im Rettenbach, etwa 200 m nördlich der Kettalm, weiters an der Trasse des Skiliftes Maierl III, auf 1.720 m Seehöhe und am Fahrweg vom Hotel Ehrenbachhöhe zum Hotel Hochbrunn. Der letztgenannte Aufschluss ist mittlerweile durch Sprengungen bei Straßenbauarbeiten weitgehend zerstört worden. Es sind zwei Brekzienarten zu unterscheiden, die im Folgenden als Typ A und B bezeichnet werden.

Megabrekzie der Ehrenbachhöhe Typ A

Das Gestein ist stark deformiert; die Komponenten zeigen in Abhängigkeit von ihrer Lithologie Längungen bis zum Faktor 26:1 (Längsachse gegen kürzeste Achse, zweidimensionaler Anschnitt). Vereinzelt sind auch ideal gerundete Komponenten erhalten. Die längste erkennbare Einzelkomponente hatte Abmessungen von 60 x 5 cm. Im Dünnschliff ist kein Matrixanteil abtrennbar, dafür aber in reicher Zahl stark gestreckte Kleinkörner. Einzelmineralklasten sind nicht nachweisbar. Es fehlt jeglicher Hinweis auf eine pyroklastische Matrix oder vulkanogene Phänokristalle.

Das Spektrum der Gesteinskomponenten ist bunt. Es treten untergeordnet Tonschiefer, Siltsteine sowie Fein- und Mittelsandsteine auf, wie sie aus den umrahmenden Siliziklastika bekannt sind. Hinzu kommen vulkanogene Klasten, in der überwiegenden Mehrzahl feinkörnige Aschentuffe und Tuffitschiefer. Weiterhin fanden sich Klasten basaltischer Laven mit reliktschen, porphyrischen Pyroxenpseudomorphosen und Bruchstücke mit sphärolithischer Entglasungsstruktur. Porphyrische Ganggesteine (dioritisch-andesitisch, trachytisch) und einzelne Klasten mit ophitischem Gabbrogefüge sind ebenfalls im Geröllbestand vertreten. Diese Ge-

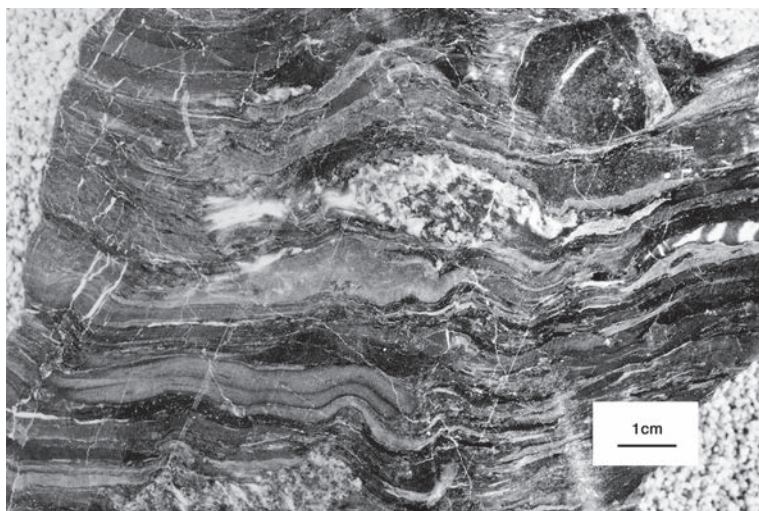


Abb. 44.

Megabrekzie der Ehrenbachhöhe Typ A: Extreme Streckung der Vulkaniklastit- und Siliziklastika-Bruchstücke. Weniger deformiert sind Granitbruchstücke (unterer Bildrand, Bildmitte) sowie Basaltbruchstück (oberer rechter Bildrand; Foto: H. HEINISCH).

steinsgruppe ist geringer deformiert als die erstgenannte Gruppe (Abb. 44). Diese magmatischen Komponenten sind petrografisch identisch mit den Gesteinen der Metabasit-Gruppe (55–62).

Als Besonderheit sind mit einem Anteil von bis zu 10 % Bruchstücke von hellen plutonischen Gesteinen nachzuweisen. Bei Anwendung der Nomenklatur nach STRECKEISEN (1974) lassen sich Granite, Alkalifeldspat-Granite, Alkalifeldspat-Quarz-Syenite und Quarz-Syenite unterscheiden. Diese Gesteinskomponenten sind fremd und nicht aus der Grauwackenzone bekannt.

Mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, dass ein Großteil der Gerölle ursprünglich gut gerundet war, da keine Fischmaulstrukturen auftreten (BORRADAILE et al., 1982). Bei einzelnen hellen Plutonitgeröllen ist die ursprüngliche Rundung noch erkennbar.

Megabrekzie der Ehrenbachhöhe Typ B

In einer rotbraun gefärbten, makroskopisch dichten Grundmasse liegen schlecht sortierte Bruchstücke sehr verschiedener Korngröße. Die größte ausgemessene Einzelkomponente war 35 x 25 cm groß. Die Kornform ist meist angular, allerdings finden sich vereinzelt auch gut gerundete Individuen.

Die Matrix ist bis zu 40 Flächen-% am Aufbau des Gesamtgesteins beteiligt. Sie enthält kleine Gesteinsbruchstücke, identisch dem Geröllspektrum der großen Fragmente und Einzelkristalle von Quarz, Feldspat, Granat, Biotit und Hornblende. Diese sind vom Mineralbestand der Gesteinsfragmente abzuleiten. Die Matrix im engeren Sinne besteht aus Hämatit, welcher eine intensive Rotfärbung bewirkt und den gesamten Gefügebereich unter 0,015 mm Korngröße überdeckt. Hämatit umkleidet auch in dünnen Häutchen die großen Gesteinsfragmente.

Das Geröllspektrum besteht ausschließlich aus Metamorphiten unterschiedlicher Metamorphosegrade und außerordentlich vielgestaltiger Petrografie. Unter anderem konnten Hornblendite, Amphibolite, Granatamphibolite, Hornblendegneise, Granat führende Hornblendegneise, Epidot-Granat-Gneise, Granat führende Albitblastengneise, Granat führende Glimmerquarzite und Quarzite beobachtet werden. Grundsätzlich stellen die leukokraten Gneise den Hauptanteil, gefolgt von melanookraten Amphibolit-Varianten. Gering metamorphe Gesteine treten nur untergeordnet bei kleinen Kornfraktionen auf. Die größten Fragmente bestehen aus mittel- bis hochgradig metamorphen Gesteinen (Tafel 7/Fig. 1).

Für die geodynamische Interpretation und Paläogeografie des Ablagerungsraumes ist dieses Gestein von großer Bedeutung, da es die Existenz eines metamorph-magmatischen Kontinents als Liefergebiet für die Siliziklastika der Grauwackenzone belegt (vgl. Kap. 5.1.3 und 5.1.9).

72–70 Schattberg-Formation (Oberordovizium–Devon, ?Karbon)

72 Brekzie, Megabrekzie oder Geröllpelit (Rinnensedimente)

Innerhalb der noch zu beschreibenden Schattberg-Formation finden sich bemerkenswerte Einschaltungen von **Brekzien, Megabrekzien, Konglomeraten und Geröllpeliten (72)**. Sie sind mit Übersignaturen ausgeschieden, da sie in der Regel sehr geringe Mächtigkeiten besitzen. Der Hauptteil dieser Vorkommen liegt auf Blatt 123 Zell am See. Wegen der besonderen Bedeutung dieser Gesteine und der Vielfalt im Erscheinungsbild wird ein auf Blatt 122 Kitzbühel lokalisiertes Vorkommen kurzgefasst einzeln beschrieben.

Megabrekzie vom Zwölferkogel

In 1.835 m Höhe nahe der Skiabfahrt vom Zwölferkogel zur Breitfuß Hütte befindet sich ein isoliertes Vorkommen inmitten dichter Vegetationsbedeckung. Mehrere große Blöcke verteilen sich auf eine Fläche von etwa 20 x 5 m. Obwohl die exakte Geometrie der Einschaltung wegen fehlender Aufschlüsse nicht geklärt werden kann, ist sicher, dass das Vorkommen innerhalb der Schattberg-Formation liegt. Das Gestein zeigt einen außerordentlich komplexen Aufbau und ein sehr ungewöhnliches Geröllspektrum. Das Verhältnis Matrix zu Komponenten variiert deutlich. Der näher ausgewertete Bereich hat einen Matrixanteil von 30 %, wobei Komponenten unter 1 cm der Matrix zugerechnet wurden. Die Form der Komponenten ist uneinheitlich, angulare Bruchstücke kommen neben ideal elliptisch gerundeten Formen vor.

Zwei große Gruppen von Komponenten (mit der Korngröße über 1 cm) sind zu unterscheiden: Komponenten aus dem Spektrum der umrahmenden Siliziklastika (Tonschiefer, Siltsteine, Fein- und Mittelsandsteine), welche etwa $\frac{1}{3}$ des Geröllbestandes ausmachen. Sie konzentrieren sich in den Bereichen geringerer Korngröße, zeigen eine gesetzmäßige Abnahme ihrer Häufigkeit bei steigender Korngröße und besitzen angulare bis kantengerundete Kornformen. Exotische Magmatit-Gerölle machen etwa $\frac{2}{3}$ des Geröllbestandes aus, konzentrieren sich in den Bereichen hoher Korngrößen, zeigen eine gesetzmäßige Zunahme ihrer Häufigkeit bei steigender Korngröße und sind meist ideal gerundet. Die größte Einzelkomponente misst 20 x 18 cm; es handelt sich um ein richtungslos grobkörniges, magmatisches Tiefengestein von dioritischer Zusammensetzung. Mikroskopische Untersuchungen an den Magmatit-Komponenten zeigten, dass der primäre Mineralbestand durch pseudomorphen Ersatz verändert wurde. Das Gefüge ist hierbei meist gut erhalten geblieben. Die metamorphe Überprägung entspricht der Metamorphose des Gesamtcomplexes. Auch die Anlage der Schieferungsflächen zeigt, dass die Gerölle

unmetamorph in das Sediment geraten sind. An Komponenten konnten vulkanische Gesteine (basaltische und intermediäre Laven), porphyrische Ganggesteine (Andesite und Trachyte) sowie Tiefengesteine (Quarzmonzonite, Syenite?, Diorite, Gabbros, eventuell Anorthosite?) aufgefunden werden. Generell sind sowohl plagioklasbetonte als auch alkalifeldspatbetonte Gesteine vorhanden. In manchen Gerölen fällt zusätzlich ein hoher Gehalt an großen, tafeligen Biotiten auf, welche sich auch als isolierte Mineralklasten in der Grundmasse der Megabrekzie wieder finden (HEINISCH, 1986).

71 Mikrokonglomerat (Rinnensediment)

Ebenfalls als geringmächtige Einschaltungen in der Schattberg-Formation finden sich **Mikrokonglomerate (71)**. Hier liegen die Typlokalitäten auf Blatt 123 Zell am See (Hochkogel, Bärensteigkopf). Auf Blatt 122 Kitzbühel gibt es Vorkommen beim Zwölferkogel und der Hohen Penhab sowie gehäuft auch in den Höhenrücken um den Aurach- und Saukaserbach. Die Gesteine sind als Übersignatur eingetragen. Die zunächst im Schutt als Rollstücke entdeckten Gesteine täuschen durch ihre Verwitterungsresistenz und das auffällige Erscheinungsbild eine größere Verbreitung vor, als durch die Kartierung zu belegen ist. Im frischen Bruch glasig glänzende, angewittert milchig weiße Quarzkristalle verleihen dem Gestein eine genoppte, wie mit Warzen besetzte Oberfläche. Die Korngröße der Klasten bewegt sich mit 2 mm im Grenzbereich Grobsandstein-Konglomerat. Daher wird die Bezeichnung „Mikrokonglomerat“ für diese Gesteine verwendet.

Jedes der Vorkommen hat die Gestalt einer Linse, wobei laterale und vertikale Übergänge zu den Metasubgrauwackenbänken bestehen. In ihrer Dimension zeigen die Mikrokonglomerate Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern, Dezimetern bis maximal Metern. Lateral bleiben die Lagen über Meter bis Zehnermeter und nur selten über hundert Meter verfolgbar. Auf Grund der regionalen Verbreitung der Mikrokonglomerate ergibt sich eine klare Zuordnung zum Verbreitungsgebiet der Schattberg-Formation.

Im zentralen, tieferen Teil der jeweiligen Vorkommen sind die größten Klasten konzentriert, wobei sich sowohl vertikal als auch lateral eine Gradierung entwickelt. Während die Basis der Mikrokonglomeratlagen durch einen markanten Korngrößenprung gekennzeichnet ist, sind die Übergänge zu den überlagernden und lateral folgenden Subgrauwackenbänken fließend.

Im Handstück und im Dünnschliff sind Matrix und Komponenten gut trennbar. Die Gesteine sind vergleichsweise gut sortiert. Bei einem Matrixanteil um 30 % treten in den meisten Fällen bereits korngestützte Gefüge auf. Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Serizit, Biotit und Chlorit. An Akzessorien konnten Karbonat, Opakerz, Apatit, Turmalin und Zirkon bestimmt werden. Im Gefügebereich der Matrix lassen sich zum einen metamorph gebildete Serizit-Chlorit Gewebe, zum anderen Zonen von Quarz-Albit Polygonpflaster abgrenzen.

Die beschriebenen Charakteristika erlauben unter Berücksichtigung des Gesteinsverbandes eine Interpretation der Mikrokonglomerate als Rinnenfüllungen eines submarinen Rinnenfächersystems (vgl. Kap. 5.1.3).

70 Grobkörniger, dickbankiger Sandstein, untergeordnet Silt- und Tonstein (proximale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)

Grobkörnige, dickbankige Sandsteine, untergeordnet Silt- und Tonsteine (70) bauen die Schattberg-Formation auf. Der Begriff „**Schattberg-Formation**“ wurde von HEINISCH (1986) definiert. Die Gesteine mit den Merkmalen einer proxi-

malen Turbiditfazies haben mindestens den stratigrafischen Umfang Silur–Devon. Kürzlich erfolgte Ar/Ar-Datierungen an Detritusglimmern erlauben für Teile der Serien den indirekten Nachweis einer stratigrafischen Reichweite bis in das Karbon (PANWITZ, 2006).

Als Typlokalität sind die Gipfelaufbauten im Bereich von Schattberg Ost und West (Nachbarblatt Zell am See) anzusehen. Auf dem betrachteten Kartenblatt sind entsprechende äquivalente Abfolgen im Bereich Zwölferkogel (Hinterglemm), entlang der Gipfelzone des Pinzgauer Spaziergangs (Schellenberg–Maurerkogel–Lamperbichkogel) und am Bärenbadkogel westlich des Paß Thurn zu finden. Die Schattberg-Formation zählt damit durchaus zu den Gipfelbildnern der Kitzbüheler Grauwackenzone.

In den Abfolgen der Schattberg-Formation dominieren die Subgrauwackenbänke, wobei eine Tendenz zu höherer Korngröße (Mittel- bis Grobsandstein) festzustellen ist. Zwischengelagerte Siltsteine und Tonschiefer treten nur untergeordnet in Erscheinung. Der Anteil der Sandsteinbänke beträgt 80 % oder mehr. Die Bankmächtigkeiten liegen im Dezimeter- bis Meterbereich. Für das Verständnis der Kartendarstellung ist wichtig, dass eine Zuordnung nicht im Einzelaufschluss, sondern nur in Zusammenschau größerer Abfolgen erfolgen konnte. Dies ist der Eigenart der raschen lateralen und vertikalen Korngrößenvariation geschuldet. Die Dominanz größer klastischer Anteile führt dazu, dass die Schattberg-Formation häufig Gipfelbildend wirkt. Talquerschnitte zeigen Hangstufen und sind entsprechend schwer begehbar.

Die Gesteine sondern grobblockig ab und bilden auch Schutthalden. Im frischen Zustand handelt es sich vorwiegend um hellgraue Sandsteine, die auf den Schichtfugen Schüppchen von Detritusglimmern zeigen. Im angewitterten Zustand haben die Gesteine eine dunkelgraue bis braune Farbe.

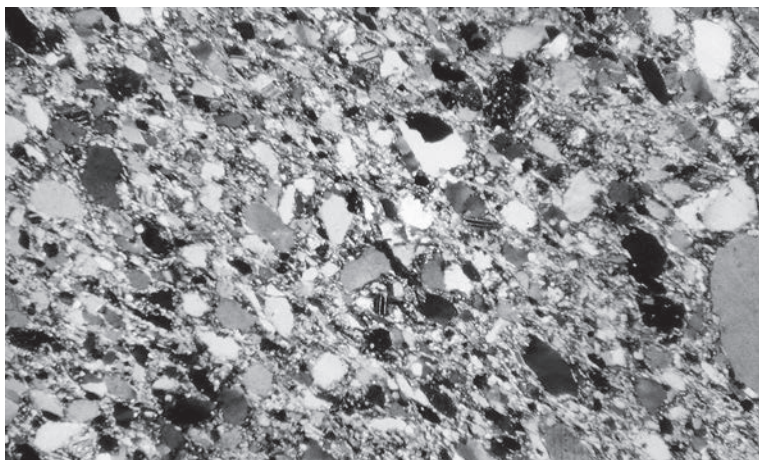


Abb. 45.

Grauwacke aus der Schattberg-Formation. Eckige Klasten von Detritusmineralen, vornehmlich Quarz, untergeordnet Albit und Hellglimmer. Die Matrix ist rekristallisiert, während die Klasten mit einer Korngröße von 0,1–0,8 mm noch weitgehend ihre sedimentäre Form zeigen. Eine schwache Metamorphose manifestiert sich durch Serizitbildung in der Matrix und beginnende Schieferung (von links oben nach rechts unten verlaufend). Dünnschliff-Foto, Bildbreite 2 cm, gekreuzte Nicols (Foto: H. HEINISCH).

Aufgrund der höheren Korngröße der Klasten sind sehr häufig primäre Sedimentstrukturen erhalten. Gradierungen sind häufig schon im Gelände zu erkennen, auch Schräg- und Wickelschichtungen sowie bankinterne laminierte Feinschichtungen. Die Bankfugen zeigen gelegentlich Rippelmarken oder Strömungsmarken. In Einzelfällen sind weitgehend vollständige BOUMA-Sequenzen rekonstruierbar (vgl. Kap. 5.1.3, Abb. 11, 12).

Als Mineralklasten dominieren Detritus-Quarze (40–60 %), neben Plagioklas und Alkalifeldspat (maximal 20 %). Gut erhalten sind in der Regel Detritus-Hellglimmer, selten auch Detritus-Biotit (Abb. 45). Das Klast-Matrix-Verhältnis schwankt, wodurch sowohl korngestützte, als auch matrixgestützte Gefügetypen vorkommen.

Vergleichbare Folgen einer proximalen Turbiditfazies treten in rezenten Beispielen etwa im Bereich des „middle fan“ auf. Zusammenfassend ist eine hohe Sedimentationsrate, bedingt durch rasche Sedimentzufuhr aus einem kontinentalen Hinterland, anzunehmen (vgl. Kap. 5.1.3, PANWITZ, 2006).

69 Kalkturbidit (karbonatische Bank innerhalb siliziklastischer Turbiditsequenzen)

Die Gesteine kommen als sporadische Einschaltungen in den Siliziklastika vor (z.B. Talsenhöhe, Uttendorfer Bach). Es handelt sich um klar abgrenzbare Bänke in Sandstein-Korngröße, die einen merklichen Anteil an Karbonatklasten enthalten. Diese metermächtigen Lagen bilden Härtlinge und wittern bräunlich an. Sie können über kürzere Entfernungen auch zur lithostratigrafischen Korrelation von Nutzen sein. Die perfekt in die Turbiditsequenzen eingeschalteten Lagen sind als **Kalkturbidite (69)** zu interpretieren und mit einer gelegentlichen Einschwemmung von Karbonatmaterial in das Liefergebiet der Siliziklastika zu erklären.

Genetisch identische Gesteine finden sich auch in der Uttendorfer Schuppenzone, jedoch nur am Nachbarblatt Zell am See.

68 Karbonatischer Schiefer

Karbonatische Schiefer (68) treten gelegentlich isoliert als Einschaltungen in den Siliziklastika auf (z.B. südlich Hartkaserhöhe und Achenal-Hochalm im Talchluss Glemmtal). Zentimeter- bis Millimeter-mächtige Karbonatlagen wechseln mit Tonschiefer- oder Phyllitlagen ab. Im Gelände erschließen sich die geringmächtigen Einschaltungen durch löchrige Verwitterung oder leicht bräunliche Verfärbungen. Es ist jedoch davon auszugehen, dass ein Teil dieser Einschaltungen sicher auch übersehen wurde.

Gehäuft finden sich die karbonatischen Schiefer in der Nähe zur Metabasit-Gruppe (Devon). Es kann sich daher durchaus um distale fazielle Äquivalente der Klingler-Kar-Formation (**63**) handeln, die ebenfalls mit den Metabasiten faziell verzahnt.

In etwas stärker durchbewegter und höher metamorpher Form finden sich Gesteine identischer Zusammensetzung als Kalkphyllite in der Uttendorfer Schuppenzone wieder (**88**).

Als Edukte sind mergelige Tonsteine anzusehen, bei deren Entstehung es neben der tonigen Hintergrundsedimentation zum Eintrag von feinem Kalkschlamm kommt. Karbonatische Schiefer wurden in allen stratigrafischen Niveaus angetroffen. Daher lassen sich keine Aussagen zur Alterseinstufung machen, ausgenommen ist der genannte Fall einer faziellen Vertretung der Klingler-Kar-Formation.

67 Dolomitmarmor

In unmittelbarer Nachbarschaft zum Filamentkalk der Viertalalm (78) im Uttendorfer Bach tritt eine Linse von **Dolomitmarmor (67)** auf, die mangels Fossilführung nicht stratigrafisch zuordenbar ist. Zur Vermeidung von Verwechslungen wurden diese getrennt ausgeschieden. Es handelt sich um einen massig erscheinenden, rötlichbraun anwitternden, zuckerkörnigen, mittelgrauen Dolomitmarmor, der als isolierte Scholle in einer Schiefermatrix schwimmt.

66 Kalkmarmor

Gelegentlich treten Vorkommen von **Kalkmarmor (66)** auf, die mangels Fossilführung nicht stratigrafisch zuordenbar sind. Einige Vorkommen liegen im Schwarzachengraben, andere im vorderen Teil des Stuhlfeldner Bachs, wo sie horizontbeständig über 2 km verfolgbar sind. Zur Vermeidung von Verwechslungen mit den biostratigrafisch zuordenbaren Karbonaten wurden diese getrennt ausgeschieden.

Es handelt sich um dm-bankige, mittelgraue Kalkmarmore, denen Kalkphyllit zwischengeschaltet ist. Die Vorkommen im Mühlbachtal sind mit Schwarzschiefern vergesellschaftet und angesichts zunehmender Deformation und Metamorphose in duktile Fließfalten gelegt.

Die Gesteinsassoziation macht eine Korrelation mit der Klingler-Kar-Formation (63) plausibel, aber nicht beweisbar.

65 Schwarzschiefer (Silur–Devon)

Als petrografische Varianten feinkörniger Metapelite sind **Schwarzschiefer (65)** getrennt dargestellt. Diese Gesteine werden in gering mächtigen (Dezimeter, Meter) und lateral begrenzten (Meter, Zehnermeter) Lagen in verschiedenen faziellen und stratigrafischen Positionen angetroffen. Sie sind als isolierte Vorkommen ungeeignet für lithologische Korrelationen, obwohl sie beispielsweise in den Gräben am Südrand der Grauwackenzone (Manlitzbach, Vogelstättbach) eine gewisse Horizontbeständigkeit aufweisen. Weitere größere Vorkommen befinden sich im Saukaserbach und am Nordabhang des Kitzbüheler Hornes.

Zum üblichen Mineralbestand der Metapelite (76) tritt fein verteilte kohlige Substanz sowie ein erhöhter Gehalt an Opakerz (meist Pyrit) hinzu, die gemeinsam die Schwarzfärbung bewirken.

Schwarzschieferlagen könnten einerseits die metamorph umgebildeten Reste eines „pelagic mudstone“ mit hohem Biogenanteil darstellen, zum anderen aber auch kleinen Stillwasserbecken mit fehlender Zufuhr von klastischem Detritus und behinderter Wasserzirkulation zuzuordnen sein. Derartige kleinräumige Senken sind auch gut innerhalb eines breiter ausgreifenden Fächersystems zwischen den Transportkanälen denkbar.

Die Schwarzschiefer treten aber auch als Teil der Fossilien führenden Klingler-Kar-Formation auf (63) und können diese faziell vertreten. Bei klarem geometrischem Bezug kann ihnen dann die Funktion eines stratigrafisch festgelegten Leithorizontes beigemessen werden. An Schwarzschiefer-Horizonte, mit oder ohne begleitende Kieselschiefer, sind häufig kleinere Buntmetall-Vererzungen gebunden (z.B. Brunnalm).

64 Lydit (Silur–Devon)

Entweder als Bestandteil der eben beschriebenen dunklen, biogenreichen Wechselfolgen oder auch isoliert tritt **Lydite (Kieselschiefer, 64)** auf. Seine bio-

stratigrafische Einstufung stützt sich auf die Daten aus der Klingler-Kar-Formation (63). Trotz meist geringer Mächtigkeit stellen die Gesteine gut kartierbare Horizonte dar. Vorkommen gibt es z.B. im Nordhang des Zwölferkogels und den Flanken des Hörndlinger Grabens.

Die Lydite sind aufgrund des Kieselsäureanteils sehr hart, haben durch den Anteil an organischem Kohlenstoff eine schwarze Färbung und führen zu entsprechend schwarzen Bodenbildungen. Die Bankung tritt im dm-Bereich auf und ist häufig durch dünne Schwarzschiefer-Häutchen unterbrochen. Dünnschliff-Nachweise für Fossilien fehlen. Lydit neigt zur kleinräumigen Verfaltung. Hierbei kommt es einerseits zur Störung des stratigrafischen Verbandes, andererseits reißen Klüfte auf, die mit weißem Gangquarz verheilen und so dem Gestein die charakteristisch schwarz/weiße Färbung verleihen.

63 Klingler-Kar-Formation

(Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge, Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge; oberes Silur bis oberstes Unterdevon)

Die **Klingler-Kar-Formation (63)** bildet eine maximal 50 m mächtige, vielfältige, schwach metamorphe Gesteinsfolge, die aus mikritischen Kalken, Cephalopodenkalken, Mergeln, Kalk-Tonschiefer- bzw. Kalk-Mergel-Wechselfolgen, Lyditen, Schwarzschiefern und Tonschiefern entstanden ist. Sie liegt inmitten der mehrere 1.000 m mächtigen und lithologisch in ihrer Gesamtheit eintönigen Turbiditsequenzen von Schattberg- und Löhnersbach-Formation. Damit stellt die Gesteinsabfolge eine auffällige Besonderheit dar. Die Typlokalität des Klingler Kares liegt auf Blatt 123 Zell am See und wurde detailliert untersucht (HEINISCH et al., 1987b; vgl. Kap. 5.1.1).

Auf Blatt 122 Kitzbühel finden sich Äquivalente u.a. im Talschluss des Glemmtales, am Westhang des Steinbergkogels (Umfeld Brunnalm) und in der Hochhörndler Schuppenzone.

Im Hangenden verzahnt diese Gesteinsfolge mit Metavulkanitlagen. Die Klingler-Kar-Formation konnte biostratigrafisch datiert werden (vgl. Kap. 5.1.1, Abb. 9) und umfasst bei vergleichsweise geringer Mächtigkeit eine Zeitspanne, die mindestens vom oberen Silur (Pridoli) bis in das höhere Unterdevon (Dalejium) reicht. Wenn auch intern komplexe Faziesverzahnungen auftreten, so erweist sich doch die Gesamtfolge innerhalb der benachbarten Serien als ausgezeichnete lithologische Leithorizont. Durch die Verzahnung mit Äquivalenten der basaltischen Vulkanprovinz wird ihre Bedeutung als Leithorizont verstärkt und gleichzeitig die Datierung des assoziierten basaltischen Vulkanismus möglich. Auch hinsichtlich der faziellen Eigenschaften ist es angebracht, diese Folge als eigene Gesteinsformation abzugrenzen. Der Gesteinsverband der Klingler-Kar-Formation bildet häufig eine morphologische Steilstufe; neben isolierten Vorkommen ist vor allem das Auftreten an der Basis der Metabasitfolgen für die Kartierung wichtig.

Sie stellt ein zeitliches und weitgehend auch fazielles Äquivalent zum Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (49) sowie zum „Obersilurkalk“ (48) der Wildseeloder-Einheit dar. Wegen der überregionalen Bedeutung hinsichtlich der Entwicklungsgeschichte wurden Details im Kapitel 5.1.1 beschrieben.

Die fazielle Verzahnung zwischen den oben angeführten Gesteinsarten ist sehr innig. Vollständig ist die Sequenz nur an der Typlokalität (Blatt 123 Zell am See). Durch Ausfall von Schichtgliedern kann die Klingler-Kar-Formation auch auf graue Kalkmarmore, Kieselschiefer oder Mergellagen reduziert sein.

62–55 Metabasit-Gruppe

Die vulkanologischen Kennzeichen und die Geochemie dieser basaltischen Metavulkanite wurden in Kapitel 5.1.6 bereits ausführlich diskutiert und in ihrer geotektonischen Bedeutung eingeordnet. Ebenso wurde die Problematik der Datierung der Metabasite bereits erläutert. Da sich die Vorkommen vermutlich ordovizischen Alters von jenen devonischen Alters weder petrografisch noch geochemisch unterscheiden, lassen sie sich im Gelände nicht trennen und sind daher auch in der Kartenlegende einheitlich dargestellt. Das Problem wird für die westlich anschließenden Kartenblätter (121 Neukirchen, 120 Wörgl) weiter zu diskutieren sein.

Die auf Kartenblatt Kitzbühel anstehenden Teile der Glemmtal-Einheit können lokal bis zu 70 % ihrer Fläche an Metabasiten enthalten, wie beispielsweise im Talschluss des Glemmtales und des Hörndlinger Grabens. Hier wird die Nähe zu Förderzentren des ehemaligen Seamount-Vulkanismus spürbar. Im Gelände wurde eine Untergliederung in die drei petrografischen Untergruppen intrusiver Ganggesteine, Laven und Vulkaniklastite vorgenommen. Nach Verfeinerung durch Dünnschliffuntersuchungen wurden in der Kartendarstellung acht Lithotypen umgesetzt. Das Volumenverhältnis zwischen subvulkanischen Intrusiva, Laven und Vulkaniklastiten variiert in den verschiedenen Verbreitungsgebieten innerhalb des Kartenblattes.

Im hinteren Glemmtal und weiter nach Westen bis in den Bereich östlich und südlich von Jochberg (Gebiet Gebrä-Bischof-Schützkogel-Geißstein sowie im Bereich Jochbergwald) sind Pyroklastika (**Metatuffe, 59**) weit verbreitet. Sie bilden zusammen mit mächtigen **Pillowbasalten (55)** großflächige Komplexe. Mit einer Profildicke von 300 m ist der Geißstein das mächtigste Pillowbasalt-Vorkommen des Arbeitsgebietes. Größere Areale sind auch von **Tuffiten (60)** bedeckt, die kleinräumig mit pelitischen Sedimenten verzahnen. Neben **gabbroiden Ganggesteinen (57)** und **dioritischen Ganggesteinen (58)** treten hier, einmalig für das Untersuchungsgebiet, auch **Pyroxenite (56)** auf. Die Intrusiva haben Mächtigkeiten unter 20 m und durchschlagen die Serien als Lagergänge oder auch diskordant, wobei im letzteren Fall häufig Intrusivverbände zu Tuffen und Tuffiten festzustellen sind. Damit wird die Geißstein-Region als Rest eines basaltischen Seamounts interpretierbar.

Bei Gruberau im Fieberbrunner Tal setzen Metabasitvorkommen ein, die sich als Gesteinszüge über den Nordhang des Kitzbüheler Horns bis nach Oberndorf und weiter über den Bichlach bis zur westlichen Blattschnittsgrenze verfolgen lassen. Bei den angetroffenen basischen Vulkaniten dominieren Tuffe und Tuffite deutlich gegenüber Laven. Der Anteil gabbroider Ganggesteine ist hier wesentlich höher als im zuvor besprochenen Abschnitt des hinteren Glemmtales.

Ein mehrere Kilometer breiter, durch Grüngesteinszüge geprägter Streifen ist als weiteres Teilgebiet am Südrand der Kitzbüheler Grauwackenzone abzutrennen. Dieser erstreckt sich entlang des **Salzachtals zwischen Uttendorf und Mittersill dann weiter nach WNW über den Paß Thurn zum Roßgruber Kogel bzw. zum Kleinen Rettenstein**. Dieser Bereich grenzt an höher metamorphe und stärker deformierte Gesteine am Südrand der Grauwackenzone, der gesondert als Uttendorfer Schuppenzone beschrieben wird.

62 Metasomatisch umgewandelter Vulkanit oder Ganggestein (Ankerit-Chlorit-Kalzitschiefer)

Bereiche mit auffällig rostbrauner Färbung führen den kartierenden Geologen zu diskordant-gangförmigen oder auch nestartig-unregelmäßig begrenzten Gesteinen, die allesamt einen merklichen Eisenkarbonatanteil besitzen. Vorkommen konzentrieren sich weitgehend auf Blatt 123 Zell am See. Auf Blatt 122 Kitzbühel sind Vor-

kommen am Rabenkopf-Sommertor nördlich Litzldorf und am Kleinen Rettenstein zu nennen.

Hierunter sind Gesteine offensichtlich unterschiedlicher Genese zusammengefasst, mit dem Namen und als **metasomatisch umgewandelter Vulkanit oder Ganggestein (62)** in der Legende bezeichnet. In der Regel sieht man im Dünnschliff vulkanogene Reliktgefüge. In diesem Fall handelt es sich um umgewandelte Gänge mit porphyrischem Gefüge, deren Matrix komplett durch Kalzit/Ankerit/Siderit-Phasen ersetzt wurde. Geisterstrukturen von Plagioklas, Pyroxen oder Hornblende bestätigen diese Interpretation.

In anderen Fällen dürfte es sich um Gangmineralisationen handeln, die im Zuge der Metamorphose mobilisiert und in Zerrspalten ausgefällt wurden. Kräftige Braunfärbungen, gelegentlich auch Kupfer-Sekundärminerale (Malachit), weisen auf die begleitende Mobilisation von Erzphasen hin. Entsprechend finden sich im Umfeld häufig Abbauspuren in Form von Pingen und kleinen Stollen. Ein räumlicher Bezug zu Metabasit-Vorkommen ist die Regel. Es gibt aber auch Vorkommen in größerer Entfernung zu den Metabasiten.

61 Karbonatischer Vulkanitschiefer

Karbonatische Vulkanitschiefer (61) treten in aller Regel als Einschaltungen innerhalb von Tuffitschiefer- oder Pyroklastika-Folgen auf. Vorkommen finden sich im Talschluss Hinterglemm am Teufelssprung und im Gipfelbereich des Geißstein.

Die Karbonat-Einschaltungen treten sowohl als feinkörnige im mm-Bereich wechselnde Lagen, als auch in grobkristallinen, teils diskordanten Marmorbändchen auf. In ersterem Fall ist von einer primär-sedimentären Bildung auszugehen. Die Vorkommen wurden sämtlich auf Conodontenführung untersucht. Dies war lediglich am Nachbarblatt Zell am See erfolgreich. Die sekundären Mobilisatgänge erklären sich durch submarine Alteration und die folgenden Metamorphoseereignisse.

60 Metatuffit (epiklastischer Vulkanit)

Bei den **Metatuffiten (60)** des Arbeitsgebietes handelt es sich einerseits um nachweislich epiklastisch umgelagertes, sedimentär aufgearbeitetes vulkanisches Material, andererseits um dünne pyroklastische Lagen in engem Wechsel mit terrestrischem Schutt, die bei der Kartierung nicht mehr abgrenzbar waren.

Der oftmals aufgefundene, klassische Metatuffit besteht aus vulkaniklastisch beeinflussten Abfolgen grüner bis violetter, durchwegs deutlich geschieferter Gesteine, von denen stets sehr leicht mm- bis cm-dünne Plättchen abzuspalten sind. Feinkörnige dichte Gesteinstypen überwiegen. Oft kann aber auch eine feine Bänderung, in Einzelfällen eine deutliche Gradierung erkannt werden. Dezimeter bis Zehnermeter mächtige Lagen wechsellagern oder verzahnen häufig mit nicht vulkanogen beeinflussten Metasedimenten. Die Sedimentgefüge weisen auf Umlagerung des vulkanogenen Detritus durch Trübeiströme hin (Tafel 7/Fig. 2).

Im Dünnschliff sind deutlich Lagen aus Serizit oder Quarz-Albit-Pflaster zu erkennen. Stellenweise zeigt sich ein erhöhter Karbonatgehalt. Phänokristalle und Kristallbruchstücke sind selten und weisen gerundete Kanten auf. Typisch für die Metatuffite sind Quarzklasten mit undulöser Auslöschung. Vereinzelt sind auch detritische Zirkone und Turmaline mit gerundeten Kanten zu beobachten. Letzterer Mineralbestand, der auf einen paragenen Anteil schließen lässt, ist somit das sicherste Trennungskriterium der Metatuffite gegen die zu beschreibenden Metatuffe.

Gelegentlich führen die Metatuffite auch bis zu maximal 10 cm große Komponenten. So sind elliptische, gut gerundete Basaltgerölle bekannt. Südwestlich von Wiesenschwang bei Oberndorf treten Tuffitschiefer auf, die bis zu 5 cm große, bestenfalls gerundete Komponenten führen. Bei diesen Geröllen handelt es sich einerseits um Sandsteine und andererseits, als geochemischer Sonderfall, um besonders bemerkenswerte Porphyre dazitisch bis rhyolithischer Zusammensetzung. Insgesamt belegen diese Vorkommen subaerische oder zumindest flachmarine Phasen innerhalb der Entwicklungsgeschichte der Vulkanprovinz (vgl. Kap. 5.1.6, Abb. 20 sowie SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

59 Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)

Vulkaniklastische Gesteine können sowohl im Verband mit den Metabasalten als auch lagenförmig in den Metasedimenten auftreten. Es handelt sich um Vulkanitschiefer, die vielfach noch identifizierbare Komponenten führen. In Beispielen lässt sich die primär pyroklastische Natur der Komponenten z.B. als Lapilli oder Schlacken nachweisen. In anderen Fällen sind die Vulkanitbruchstücke eindeutig epiklastisch. Die Nomenklatur vulkaniklastischer Gesteine (FISHER & SCHMINCKE, 1984; SCHMID, 1981) beruht auf dem Prozentanteil von Pyroklasten zu Epiklasten sowie deren mittlere Korndurchmesser. Die exakte Gliederung der metamorph umgewandelten basischen vulkaniklastischen Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone ist jedoch nach diesem Schema nicht möglich. Durch die Rekristallisation ist insbesondere der fein- bis mittelkörnige epiklastische Anteil kaum mehr klar identifizierbar. Die bei der Kartierung verwendete Trennungslinie zwischen Metatuffen und Metatuffiten stützt sich daher einerseits auf vulkaniklastische Relikte, die gut interpretierbar sind. Andererseits bildet sich der paragene Anteil der ehemaligen Tuffite auch deutlich in den Variationen ihres mehr oder weniger durch die Metamorphose umgewandelten Mineralbestandes ab. In den Manuskriptkarten 1:10.000 wurden auch Variationen der Korngrößen der Pyroklastika getrennt vermerkt. Es versteht sich von selbst, dass die interne Feingliederung bei fortschreitender Deformation und Metamorphose, wie sie am Südrand der Grauwackenzone auftritt, nicht mehr aufrechterhalten werden kann. Vulkanologisch und geotektonisch bedeutsame Einzelbeispiele wurden bereits in Kapitel 5.1.6 beschrieben.

Besonders prächtige Beispiele für primär pyroklastische Gesteine sind Pillowfragment-Brekzien, wie sie in Wechsellagerung mit Pillowlaven auftreten, beispielsweise an der Achentalalm nahe des Geißstein.

Der Löwenanteil der Pyroklastika findet sich in der Feinfraktion (Grobaschen- bis Feinaschen-Tuff). Diese liegen heute als stumpfgrün bis blaugrün erscheinende Vulkanitschiefer vor. Sie stellen den Hauptanteil der Aufschlussfläche, beispielsweise im Talschluss Glemmtal oder längs der Paß-Thurn-Straße südlich Jochberg. In der Regel zeigen sie eine deutliche Schieferung; gelegentlich massiger erscheinende Teile stellen ehemalige Grobaschen-Tuffe dar und sind leicht mit Schichtlavaströmen zu verwechseln. Mikroskopisch ist der Mineralbestand schlecht weiter auflösbar. Es handelt sich um einen feinen Filz aus Chlorit, Epidot, Albit und gelegentlich Kalzit. Feine Erzpigmentierung ist die Regel. Phänokristall-Relikte sind so gut wie immer metamorph umgebildet.

58 Dioritisches Ganggestein

Unter dem Arbeitsnamen **dioritisches Ganggestein (58)** sind Varianten mit einer Tendenz zu intermediärem Chemismus zusammengefasst. Diese Metadiorite sind vor allem im vorderen Saalachtal als Lagergänge bedeutsam (Nachbarblatt Zell am See). Vereinzelt sind diese Gesteine auch im Bereich des mittleren und hin-

teren Glemmtals zu finden. Ganz wesentliche Vorkommen befinden sich zwischen Kleinem Rettenstein und Paß Thurn am Südrand der Grauwackenzone. Auch im Alpbach nördlich des Kitzbüheler Horns sind derlei Gänge im Wechsel mit Gabbros vorzufinden.

Im Handstück erscheinen die Gesteine massig, meist feinkörnig bis dicht. Die Gesteinsfarbe zeigt ein Mittelgrau. Im frischen Bruch sind gelegentlich kleine Feldspatleisten zu erkennen. Damit werden sie in der Regel mit Grauwackenbänken verwechselt. Die lederbraune Verwitterungsfarbe und gelegentliche Pyritführung helfen jedoch im Gelände für eine richtige Zuordnung, die häufig durch Dünnschliffe bestätigt werden musste.

Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Plagioklas, Hornblende, Serizit, Chlorit, Pyroxen und Epidot. Quarz und Erz treten untergeordnet in Erscheinung. An Akzessorien sind Apatit und Zirkon zu beobachten. Hauptbestandteil des Gesteins sind hypidiomorphe, verzwilligte, zonar gebaute Plagioklasleisten (etwa 1 mm Länge). Sie bilden ein sperrig regellooses Interstital- bzw. Intergranulargefüge. Die Zwischenräume sind mit Erz, Serizit und Chlorit gefüllt; daneben treten kleine hypidiomorphe Hornblenden und vereinzelt Pyroxene auf. Quarz ist ebenfalls Bestandteil der Zwickelfüllungen. Es ist nicht klar zu entscheiden, ob es sich um primär magmatischen Quarz oder metamorphe Neubildungen handelt.

Aufgrund der Nachbarschaft zu Gabbros werden die Gesteine als Differenziate interpretiert. Ihre Vorkommen sind auf Blatt Kitzbühel nicht stratigrafisch kontrolliert.

57 Gabbroides Ganggestein

Metamorphe **gabbroide Ganggesteine (57)** treten in der gesamten Glemmtal-Einheit diskordant in Gängen oder stockförmigen Massen und konkordant als Lagergänge auf (Mächtigkeiten häufig im Meterbereich, selten über 10 m bis zu maximalen Mächtigkeiten von etwa 100 m). Im vorderen Glemmtal ist ein enger Verband von gabbroiden Lagergängen und metamorphen basaltischen Laven charakteristisch (Blatt Zell am See, Basalt-Sill-Komplex von Maishofen; SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). In den übrigen Bereichen finden sich metamorphe Basalte und Metagabbros seltener in gemeinsamen Profilen. Konkordante und diskordante Gänge bzw. stockartige gabbroide Intrusivgesteine wurden hier innerhalb der metamorphen vulkaniklastischen Gesteine oder innerhalb der siliziklastischen Metasedimente kartiert (vgl. Profilschnitte in Faltafel 1). Manche Gänge sind nur dm-mächtig. In diesem Fall können sie sehr leicht mit Grauwackenbänken verwechselt werden.

Neben den Vorkommen im Talschluss des Glemmtales sind vertikalstehende Gangkomplexe auch charakteristisch für den Metabasitzug zwischen dem Nordrand des Kartenblattes und dem Kitzbüheler Horn.

Das makroskopische und mikroskopische Erscheinungsbild der metamorphen gabbroiden Intrusiva ist sehr unterschiedlich. Im Aufschluss erscheinen diese Gesteine massig, dunkelgrün bis grau. Korngröße und Gefüge variieren über gleichkörnig (grob-, mittel- bis feinkörnig) zu porphyrkörnig mit maximal 1,5 cm langen Pyroxenkristallen. Schon im Handstück fällt eine hohe Variationsbreite im Gehalt an Pyroxen und Feldspat auf. Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Klinopyroxen, Plagioklas, Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Leukoxen und Stülpnomelan. An Akzessorien konnten Alkalifeldspat, Apatit, Titanit und Zirkon beobachtet werden. Am weitesten verbreitet sind subophitische Gefüge (Gesteine mit vorwiegend Pyroxen) und Interstitalgefüge (Gesteine mit überwiegend Plagioklas, Pyroxen dann als Zwickelfüllung, Tafel 5/Fig. 2).

Den in der Form mächtiger Lagergänge oder als stockförmige Intrusivkörper auftretenden gleichkörnigen Metagabbros muss im regionalen Bereich auch wirtschaftliche Bedeutung beigemessen werden. So liefern sie im nahe bei Kitzbühel gelegenen Hartsteinwerk Oberndorf aufgrund ihrer hervorragenden gesteintechnischen Parameter das Ausgangsmaterial für hochwertige Gleisbettschotter und Edelsplitte. Kleinere Steinbrüche finden sich auch im Fieberbrunner Tal (Kap. 9.1).

56 Pyroxenit, Serpentin

Vereinzelte und kleinräumig aufgeschlossene Vorkommen von **Pyroxeniten (56)** konnten ausschließlich am Kartenblatt Kitzbühel, und zwar im Bereich Geißstein-Talschluss des Glemmtals und am Bischof aufgefunden werden. Diese Vorkommen befinden sich entweder innerhalb der metamorphen Vulkaniklastika oder innerhalb der siliziklastischen Metasedimente. Die Pyroxenite treten dabei in unregelmäßig linsigen Körpern auf, die eine maximale Mächtigkeit von 15 m nicht übersteigen.

Die massigen, dunklen, rundlich verwitternden Gesteine zeigen oberflächlich meist braune Verwitterungsfarben. Klüfte im Gestein sind häufig durch Asbestbahnen verheilt. Ansonsten sind die Pyroxenitvorkommen in sich homogen und zeigen keine Differenzierungserscheinungen oder magmatische Bänderungen. Bereits im Handstück lassen sich sehr zahlreiche idiomorphe, bis zu 1,5 cm große, schwarzgrüne Pyroxene erkennen. Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand kann mit Klinopyroxen, Hornblende, Chlorit, Leukoxen, Kalzit, Epidot/Klinozoisit, Serpentin und Plagioklas angegeben werden. Nach dem Dünnschliffbefund besteht das Gestein zu über 60 % aus Klinopyroxen (Augit bis Diopsid) bzw. Pseudomorphosen nach Pyroxen. Das Gefüge ist porphyrkörnig, wobei die sehr zahlreichen, großen Pyroxenkristalle von einer feinkörnigen Matrix aus Chlorit, Hornblende und Erz umgeben sind. Untergeordnet findet sich grüne und braune Hornblende, vereinzelt auch Plagioklas.

Diese Pyroxenite sind gelegentlich serpentiniert, so dass auch lokal Serpentinlinsen vorkommen. Sie sind von sehr geringer Ausdehnung. Aufgrund ihrer räumlichen Anordnung und der vorhandenen Reliktstrukturen ist nachweisbar, dass die Serpentinite fortschreitend retrograd metamorphisierte, ehemalige Pyroxenite darstellen.

Insgesamt lassen sich diese Vorkommen angesichts ihrer geringen Mächtigkeit als ultramafische Saigerungsprodukte der lokalen Magmenkammern unter Seamounts erklären.

55 Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur

Metabasalte (55) sind in der gesamten Glemmtal-Einheit anzutreffen, wobei relativ häufig noch primäre Strukturen und Gefüge (Pillows, Blasen, Glasränder) erhalten sind. Zusammenhängende metamorphe Lavafolgen erreichen maximal 300 m Mächtigkeit. Dies gilt vor allem für den Bereich des Geißstein, wo sich auch gut erhaltene Pillowstrukturen finden (siehe Exkursion in Kap. 11.2. und Tafel 6/Fig. 2).

Weiters finden sich gut erhaltene Pillowlaven am Hohen Mahdstein und Gebranken im Talschluss des Pletzergrabens. Die Konzentration im Talschluss und an Berggipfeln dokumentiert ihre morphologische Funktion als Gipfel- und Wandbildner. Sie können aus Pillowlava- oder Schichtlavaströmen entstanden sein. Da trennende Horizonte fehlen, war es in der Regel nicht möglich, einzelne Lavaströme oder Abkühlungseinheiten auszuhalten. Dies gelingt nur bei Zwischenschaltung pyroklastischen oder terrigen-klastischen Materials. Die Pillows zeigen Größen von maximal 1,5 x 1 m und minimal 0,3 x 0,1 m. Eine klare Variation der Pillowgröße vom

Liegenden ins Hangende war in keiner der Abfolgen nachweisbar, hingegen ließ sich mehrfach ein Wechsel zwischen Schicht- und Pillowlaven feststellen. Aufgrund der konkaven Oberseite, der konvexen Unterseite und der Anpassung an die vorgegebene Morphologie an der Basis gut erhaltener Pillows ließ sich bei einigen Vorkommen eine stratigrafisch aufrechte Lagerung nachweisen. Dies stimmt mit den Ergebnissen aus den biostratigrafisch datierbaren Profilen überein. Die tektonische Überformung der Pillowstrukturen erschwerte in anderen Fällen eine Interpretation. Vereinzelt sind in den Metabasalten reliktsche Glasränder erhalten. Diese erscheinen dicht, dunkelgrau bis schwarz und sind 1–3 cm breit. Das ehemalige Glas ist vollkommen devitrifiziert und zu einem feinen Saum aus Chlorit und Erzpigment umgewandelt.

Makroskopisch lassen sich zwei Metabasalttypen unterscheiden. Beide kommen als Metamorphe Pillowlaven und Schichtlaven vor. Dunkelgraue bis dunkelgrüne, unregelmäßig brechende Gesteine sind zum Teil als „Diabasmandelstein“ ausgebildet; sie haben zahlreiche gefüllte Blasen Hohlräume von durchschnittlich 0,3 cm Durchmesser. Hellgraue, sehr harte, splittig und scharfkantig brechende Typen treten hingegen im vorderen Saalachtal auf (Blatt 123 Zell am See). Letztere zeigen einen geringeren Blasenanteil. Sie weisen teils erhöhte SiO_2 Gehalte auf (siehe auch Kapitel zur Petrografie und Geochemie der Metabasit-Gruppe). Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen an Phänokristallen Pyroxen und Plagioklas sowie Pseudomorphosen nach Klinopyroxen, Orthopyroxen, Olivin und Plagioklas. In der Grundmasse sind Plagioklas, Hornblende, Chlorit, Epidot, Serizit, Kalzit, Leukoxen, Stilpnomelan, Klinozoisit und Quarz zu beobachten. Der Gehalt an Phänokristallen und deren Korngröße variieren sehr stark, wobei einsprenglingreiche und aphanitische Gefüge einander gegenüberstehen. Die Phänokristalle werden maximal 7 mm lang. Oft sind sie vollständig durch Sekundärminerale ersetzt. Die Pseudomorphosen können in stärker geschieferten Bereichen so stark verformt werden, dass eine Unterscheidung von verdrückten Blasenfüllungen unmöglich wird. Die Grundmasse kann reich an Klinopyroxen oder Plagioklas sein, teilweise ist sie kryptokristallin, teilweise feinkörnig rekristallisiert. Das Gefüge zeigt, in Abhängigkeit von der Intensität der Metamorphose und der magmatischen Ausgangskorngröße der Grundmasse, alle Übergänge zwischen magmatischen und metamorphen Texturen. Auch ein primär holokristalliner Grundmassentyp aus Feldspatmikrolithen wurde beobachtet (vorwiegend bei schwach metamorphen Laven intermediärer Zusammensetzung). Als Einsprenglingspyroxene sind ausschließlich Klinopyroxene erhalten. Es bleibt offen, ob ein potenzieller, ehemaliger Anteil an Orthopyroxen pseudomorph ersetzt wurde und damit nicht mehr identifizierbar ist. Die Plagioklas-Phänokristalle sind albitisiert, so dass der heute messbare Anorthitgehalt in der Regel unter 10 % An liegt. Nach COLINS et al. (1980) wurde mit der Mikrosonde in reliktschen Plagioklaskernen 30–50 % An bestimmt. Die Hohlräume ehemaliger Gasblasen sind mit Opakerz, Stilpnomelan, Chlorit und Kalzit verfüllt.

Wildseeloder-Einheit

Die Wildseeloder-Einheit wird im Kapitel 4.3.2 erläutert.

54 Jausern-Formation (Siliziklastika im Verband mit dem Blasseneck-Porphryoid; dünnbankige Wechselfolge aus Ton-, Silt- und Sandstein mit Geröllpelit; Ordovizium)

Die **Jausern-Formation (54)** wurde unter (79) beschrieben, da ihr Hauptverbreitungsgebiet in der Glemmtal-Einheit liegt. Innerhalb der Wildseeloder-Einheit wurden Einschaltungen in die Porphyroid-Komplexe südlich Gundhabing und südlich

des Wilden Hag der Jausern-Formation zugeordnet. Dementsprechend handelt es sich hier um siliziklastische Einschaltungen und Aufarbeitungsprodukte, die zeitgleich mit der Hauptförderphase der Porphyroide entstanden sind.

53 Blasseneck-Porphyroid (rhyolithischer Ignimbrit und epiklastisches Porphyroidmaterial, Oberordovizium)

Dieses markante Leitgestein, dessen Name **Blasseneck-Porphyroid (53)** von der Typlokalität in der Steiermark herrührt, wurde in Kapitel 5.1.5 hinsichtlich seiner geotektonischen Bedeutung dargestellt. Auf Kartenblatt 122 Kitzbühel liegt das für die Tiroler-Salzbürger Grauwackenzone wichtigste Vorkommen. Es befindet sich am Wildseeloder mit einer bis zu 600 m mächtigen, vulkanologisch näher interpretierbaren Abfolge (Kap. 5.1.5; HEINISCH, 1981a, b). Ein weiteres großes Verbreitungsgebiet findet sich am Kitzbüheler Horn sowie am Ausgang des Brixentales, sowohl südlich des Schwarzsees als auch nördlich bei Hennleiten. Letzterer Porphyroid lässt sich auf dem westlich anschließenden Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger weiterverfolgen und wurde auch geochronologisch datiert, an der Hemermoosalm mit 462 Ma (BLATT 2013a, b) und am Rauhen Kopf mit 467 Ma (SÖLLNER et al., 1997). Des Weiteren sind Porphyroide auch häufig als isolierte Späne größerer oder kleinerer Ausdehnung in der gesamten Hochhörndler Schuppenzone anzutreffen. Insbesondere zu erwähnen ist hier das Auftreten in Gestalt einer abgrenzbaren Deckeneinheit, wo sie stark verschuppt mit anderen Gesteinen, den Komplex des Steinbergkogels, Pengelsteins und Schwarzkogels bilden. Dies sind wesentliche Gipfel der Ski-Schaukel Kitzbühel–Jochberg–Paß Thurn. Der Blasseneck-Porphyroid kann somit sowohl Gipfelbildner der Grauwackenzone sein, als auch talnah vorkommen. Dies ist zum Teil der stark variablen Mächtigkeit geschuldet (mehrere hundert Meter bis wenige Meter).

Im Gelände sind die hellen, eher grobbankig bis massig absondernden Gesteine gut kartierbar. Charakteristisch ist eine pastellgrüne bis gelbliche Farbe. Das porphyrische Gefüge ist je nach Durchbewegungsgrad perfekt erhalten oder auch stark überprägt. Die makroskopisch erkennbaren, mm-großen Porphyroklasten erweisen sich im Dünnschliff als Quarz und Alkalifeldspat. Idiomorphe Formen (Hochquarz), teils mit magmatischen Korrosionsbuchten, sind häufig. Alkalifeldspat zeigt generell Perthit-Entmischungen, wobei die einzelnen Domänen unterschiedlich stark serizitisiert sind. Plagioklas tritt nur untergeordnet auf und ist immer stark alteriert. Die Matrix besteht aus einem feinen Filz von Quarz, Albit, Serizit und gegebenenfalls Chlorit. Idiomorphe Zirkone beweisen den primär magmatischen Charakter.

Unterschiedliche Lithotypen wurden in Kapitel 5.1.5 beschrieben. Für eine erste Gelände-Unterscheidung ist der variable Gehalt an Fremdgesteins-Bruchstücken im Vergleich zu Phänokristallen geeignet. Auch fast kristallfreie dichte Porphyroidlagen, gelbgrün im Aussehen, sind unterscheidbar. Diese, ebenso wie geringmächtigere Lagen, sind in der Regel kräftig geschiefert und weisen auffällig silbrig glänzende Trennflächen, z.T. seifig erscheinende Absonderungsflächen auf.

Im Idealfall sondern die Gesteine jedoch grobblockig-gneisartig ab und bilden dann Geschiebelieferanten für Lokalmoränen (Wildseeloder). Sie lassen sich als Leitgeschiebe bis ins Alpenvorland verfolgen.

Der größte Anteil dürfte primär in Gestalt von Ignimbrit-Decken abgelagert worden sein. Der Chemismus, insbesondere der Vorkommen auf Blatt Kitzbühel, ist alkalirhyolithisch (HEINISCH, 1981). Insbesondere am Wildseeloder lassen sich vulkanologische Details noch heute im Gelände nachvollziehen (vgl. Kap. 5.1.5, Tafel 6/ Fig. 1 und Exkursion in Kap. 11.1).

52 Brekzie und Konglomerat im Verband mit dem Blasseneck-Porphyr (Oberordovizium–?Silur)

Brekzien und Konglomerate in Nachbarschaft zum Blasseneck-Porphyr (52) kommen in verschiedenen Positionen vor, sowohl liegend als auch hangend, aber auch in enger fazieller Verzahnung. Ein wichtiges Vorkommen an der Basis des Wildseeloder-Porphyr befindet sich im Sulztalbach, der, weitgehend unzugänglich, sich vom Pletzergraben aus Richtung Wildseeloder-Gipfel einschneidet. Ein Beispiel für Konglomerat-Zwischenlagen befindet sich an der Gebraalm nordwestlich Gebra Rangen. Weitere Vorkommen befinden sich am Hornköpf, im Klausenbach und westlich Griesbach/Krama.

Die Lithologie der Gesteine ist sehr variabel, weswegen jedes Vorkommen einer eigenen Dokumentation bedürfte. An dieser Stelle werden als Beispiele zwei Grundtypen herausgegriffen:

Brekzien und Konglomerate ohne Porphyroidmaterial (Typ Sulztalbach)

In einem matrixgestützten Gefüge befinden sich einzelne Klaster aus Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen. Diese sind meist angerundet, können aber auch ideal elliptisch zugerundet sein.

Die Gesteine sind als mass flows aus destabilisierten Schelfbereichen zu erklären, wobei lokal auch fluviatile Anteile vom kontinentalen Hinterland zugeführt wurden.

Brekzien mit Porphyroidmaterial (Typ Gebraalm)

Hier tritt in sedimentärer Matrix ein erheblicher Anteil an Porphyroidklaster auf. Eine plausible genetische Interpretation ist die temporäre epiklastische Umlagerung von Porphyrmaterial, welches unter Abtragung gerät. Nicht auszuschließen ist im Einzelfall auch, dass es sich um Äquivalente distaler ashflows handelt, die noch in direktem Zusammenhang mit Eruptionsereignissen stehen.

Zur weiteren Klärung der Genese dieser Gesteine besteht noch Forschungsbedarf.

51 Kieseliger Dolomit der Lachtalgrundalm (hellgrauer, gebankter Dolomit mit Kieselknauern, Silur)

Die Gesteinsfolgen der Lachtalgrundalm (Mündung des Lachtalbaches in den Lengfilzbach) stellen eine Faziesvariante des Silur dar. Aufgrund umfangreicher fazieller und conodontenstratigraphischer Arbeiten (MOSTLER, 1970b) und der etwas abweichenden Lithologie wurden sie mit getrennter Signatur ausgehalten.

Die bankigen Dolomite sind hellgrau und deutlich kieselig (51). Die Kieselsäure kommt sowohl fein verteilt, als auch in Knauern im Gestein vor. Gelegentlich alternieren laminierte Dolomite mit kieseligen Zwischenschaltungen (MOSTLER, 1965, 1966a). Dies ist auch die Typlokalität der Graptolithenfund von AIGNER (1931), die aktuell nicht bestätigt werden konnten. Nach Conodontendaten umfasst der Schichtstapel nahezu das gesamte Silur, vom Llandovery bis zum Ludlow (MOSTLER, 1966a, 1968).

50 Lydit (mittleres bis oberes Silur)

Der **Lydite (50)** tritt in der Regel in Vergesellschaftung mit den übrigen Silur-Abfolgen (**51, 48**) auf. Im Falle reiner Lydite wurde eine extra Signatur gewählt. Vorkommen finden sich beispielsweise im Umfeld des Gebra.

49 Dolomit-Kieselschiefer-Komplex – Wechselfolge aus schwarzem, gebanktem Dolomit, Lydit, Schwarzschiefer und grauem Tonschiefer (mittleres–oberes Silur)

In enger stratigrafischer und fazieller Nachbarschaft zum „Obersilurkalk“ können auch Wechselfolgen aus Dolomiten, Kieselschiefern, Schwarzschiefern und grauen Tonschiefern auftreten, die als **Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (49)** zusammengefasst werden. Sie können als Faziesäquivalent der Klingler-Kar-Formation (**63**) aus der Glemmtal-Einheit angesehen werden, wenn auch von geringerer stratigrafischer Reichweite und etwas variierender Lithologie. MOSTLER (1966b) definierte diese Gesteinsassoziation erstmalig und beschreibt diese ausführlich (MOSTLER, 1968).

Die Vorkommen reihen sich gelegentlich stratigrafisch an der Basis der Karbonatplattform ein (u.a. Kitzbüheler Horn-Nordhang). Häufig fungieren sie jedoch als Abscherhorizonte und finden sich längs von Störungen (u.a. Lämmerbichlalm) oder in Schuppenkörpern wieder (u.a. Lachtalbach, Römerweg-Barmleiten, Brunnalm, Jufenkamm).

Gemeinsames Kennzeichen der Wechselfolge ist die schwarze Farbe, dem hohen Anteil an organischem Kohlenstoff geschuldet. Bis dm-gebankte, dunkle, zuckerkörnige Dolomite wechseln lagig im cm- bis dm-Bereich mit Lyditen und Schwarzschiefern ab. Auch graue Tonschiefer sind zwischengelagert. Die meist geringmächtige Folge bildet angesichts der auffälligen Färbung einen gut kartierbaren Leithorizont. Maximale Mächtigkeiten von bis zu 80 m sind bekannt. Angesichts der Neigung zu interner Kleinfaltung, Verschuppung und tektonischer Abscherung sind stratigrafisch ungestörte Profile jedoch sehr selten. Dies liegt u.a. am hohen Kompetenzkontrast zu den häufig benachbarten bankigen und massigen Dolomitfolgen der Spielbergdolomit-Gruppe. Nach Conodontendaten ist davon auszugehen, dass die Abfolge im Wesentlichen das mittlere bis obere Silur umfasst (HEINISCH et al., 1987b). Nach MOSTLER (1966a) ist eine etwas größere Reichweite vom Llandovery bis zum Ludlow (Silur) anzunehmen.

Insgesamt zeigen die silurischen Abfolgen die Tendenz zu tiefer mariner, kondensierter Fazies mit behinderter Wasserzirkulation, also temporär euxinischen Bedingungen. Daher sind, als weitere Besonderheit, mit der Abfolge recht häufig kleinere Kiesvererzungen assoziiert (vgl. Kap. 9).

48 „Obersilurkalk“

„Obersilurkalk“ (**48**) in Gestalt von Kalkmarmoren kommt u.a. im Schuppen-teppich am Nordfuß des Kitzbüheler Horns, am Karstein und in der Hochhörndler Schuppenzone vor. An einzelnen Stellen gelang der biostratigrafische Nachweis für Silur (z.B. Wildseeloder; HEINISCH, 1986). Die häufige Vergesellschaftung mit Kieselschiefern bestärkt diese stratigrafische Position.

Die Vorkommen sind wenige Meter bis Zehnermeter mächtig und bestehen, im Gegensatz zu den weitverbreiteten Dolomiten, aus Kalkstein. Dies führt beim gegebenen Metamorphosegrad zur Umkristallisation und gelegentlich auch zu duktiler Durchbewegung. Die Kalkmarmore sind meist von dunkel- bis mittelgrauer Farbe, verursacht durch Beimengungen von organischem Kohlenstoff.

Angesichts der Durchbewegung sind primäre Sedimentgefüge nicht mehr vorhanden. Die gelegentlich massenhaft vorkommenden Conodonten (bis zu 100 Elemente/kg Gesteinsmaterial) bestärken gemeinsam mit der Vergesellschaftung mit Kieselschiefern die Interpretation als kondensierte, tiefer marine Fazies.

In zusammenhängenden stratigrafischen Profilen, wie beispielsweise am Wildseeloder oder am Kitzbüheler Horn, kann eine kontinuierliche Faziesverschiebung von dunklen, dünnbankigen Kalkmarmoren über dm-bankige Folgen hellerer Farbe zu gebankten Dolomiten beobachtet werden. Letztere bilden die Basis der Spielbergdolomit-Gruppe.

47–44 Spielbergdolomit-Gruppe

Aufgrund ihrer Mächtigkeit und ihres Verwitterungsverhaltens stellt die Spielbergdolomit-Gruppe die wichtigsten Gipfelbildner innerhalb der Grauwackenzone. Die Gesteine bilden einen kompakten, zusammenhängenden Gebirgszug, der vom Kitzbüheler Horn über Karstein und Wildseeloder bis zum Rabenkopf reicht, und nur durch schmale Talfurchen (u.a. Pletzergraben) unterbrochen wird.

Es handelt sich um Dolomitgesteine unterschiedlicher fazieller Ausprägung mit Mächtigkeiten von bis zu 600 m. Damit bildet sich eine typische Dolomit-Verwitterungslandschaft, die zunächst rundgeschliffen von den Gletschern, zu Schuttbildung neigt und nur schütter Vegetation trägt. Die durchgängig auftretende Verkarstung zieht entsprechende Trockenvegetation nach sich.

Es kann eine **Massenfazies (46)**, **Bankfazies (45)**, **Flaserdolomit-Fazies (47)** und **Dolomit-Sandstein-Folge (44)** unterschieden werden.

Die Gesteine sind angewittert von grauer, meist aber rostbrauner Farbe und tragen gelegentlich Bewuchs durch Landkartenflechte. Im frischen Bruch erscheinen sie reinweiß bis zartrosa, gelegentlich auch hellgrau. Primäre Sedimentstrukturen sind äußerst selten, geschuldet der diagenetischen Umkristallisation und metamorphen Überprägung.

Mineralogisch handelt es sich überwiegend um Dolomit mit Beimengungen von Ankerit oder Eisendolomiten. Dies verursacht die häufig rostbraune Verwitterungsfarbe. Kalzit tritt kaum auf. Die Korngröße bewegt sich von 0,1 bis 1 mm. Man kann die Gesteine daher als Dolomitmarmore bezeichnen. Grusiger Zerfall und Absanden sind bei dieser Korngröße häufige Sekundäreffekte.

Die Dolomit-Gruppe ist der Träger einer ganzen Reihe von Lagerstätten (vgl. Kap. 9), wie Magnesit, Siderit, Schwerspat, aber auch Fahlerz.

Alter und Genese der Spielbergdolomit-Gruppe

Spärliche, trotz zuckerkörniger Umkristallisation und schwacher Metamorphose erhaltene Makrofossilreste (Korallen, Crinoiden) wurden u.a. von EMMANUILIDIS & MOSTLER (1970) sowie MAVRIDIS & MOSTLER (1970) beschrieben. Zusätzliche Altershinweise liefern gelegentliche Conodontenfunde (HEINISCH, 1986).

Insgesamt lassen sich die Gesteine damit in den Zeitraum vom Unterdevon bis in das Oberdevon einordnen. Die klastisch beeinflussten Sequenzen sind verstärkt im stratigrafisch höheren Teil zu finden (Mittel- bis Oberdevon).

Faziell handelte es sich um typische Bildungen einer Karbonatplattform mit Riffkomplexen (massig) und Lagunenfazies (bankig). Richtung Festland kommt es zum Eintrag von tonig-sandigen Klastika. Die rote Farbe der Flaserdolomite und Flasermarmore weist auf äolischen Eintrag von Wüstenstaub hin. Bathymetrische Angaben lassen sich angesichts der metamorphen Überprägung nicht machen. Eine Küstennahe Flachwasserfazies erscheint jedoch plausibel. Paläogeografische Überlegungen (HEINISCH, 1986) und paläomagnetische Daten (SCHÄTZ et al., 1996, 1999, 2002) legen nahe, dass diese Karbonatplattform in der Nähe des Gondwana-Nordrands gelegen war und sich im Devon bereits in einer äquatornahen Position befand (Falttafel 2/Fig. 7).

46 Massiger Dolomit

Der **massige Dolomit (46)** sondert grobblockig ab. Karstschlotten sind häufig, ebenso wie Schrattenbildung. Eine unregelmäßige Klüftung ist häufig. Gelegentliche Relikte von Korallen (EMMANULIDIS & MOSTLER, 1970; MAVRIDIS & MOSTLER, 1970) beweisen, dass es sich bei den massigen Dolomiten um die Riff-Fazies einer devonischen Karbonatplattform handelt.

45 Gebankter Dolomit

Der Übergang aus der Massenfazies in die **Bankfazies (45)** vollzieht sich fließend. Damit variieren die Bankmächtigkeiten von 2 m bis zu Dezimeter Bankstärke. Letzterer Fall ist der häufigere. Bankfazies dominiert bei weitem über die anderen Faziestypen und macht daher den Löwenanteil der Dolomitlandschaft aus.

In günstigen Fällen sind reliktsche Sedimentstrukturen in Form von Laminiten erhalten – Überbleibsel von Algenmatten aus dem Stillwasserbereich der devonischen Lagunenfazies. In anderen Fällen finden sich Bruchstücke von Crinoidenkelchen und Crinoidenstielgliedern, die ein Äquivalent von Riffschutt-Fazies im Übergang zu den Riffgebieten darstellen könnten (z.B. Fahrweg zur Hochwildalm, Wildseelodergebiet, vgl. Kap. 5.1.4).

Aufgrund der Ausdehnung und der Mächtigkeit dieser Folgen ist von einer paläogeografisch sehr bedeutenden devonischen Karbonatplattform auszugehen. Dies ist analog den Entwicklungen des Devon aus anderen Gebieten der Ost- und Südalpen zu sehen, insbesondere der Faziesentwicklung der Karnischen Alpen (SCHÖNLAUB, 1979).

44 Dolomit-Sandstein-Folge

Das größte Vorkommen von **Dolomit-Sandstein-Folge (44)** findet sich an der Blaufeld Alm südlich der Ehrenbachhöhe. Gut gebankte Dolomite wechseln lagig mit Quarzsandsteinbänken und Tonschiefern ab. Auch innerhalb der Dolomitbänke sind mikroskopisch Quarzklasten festzustellen.

Diese Folge belegt, gemeinsam mit den Flaserdolomiten, Phasen terrigenen Sedimenteintrags aus einem benachbarten Kontinent. Damit befindet man sich faziell am Rand der Lagunenfazies im Übergang zum Strandbereich. Gewisse Hinweise auf eine stratigrafisch tendenziell eher hangende Position innerhalb der Dolomitfolge sind gegeben.

47 Roter Flaserdolomit, Flasermarmor mit violetter Tonschiefer

In direktem faziellen Übergang zur Bankfazies treten auffällig gefärbte, dünnbankige Zonen auf. Regional sind diese vor allem im Westteil und Zentralteil der Wildseeloder-Einheit zu finden (Ehrenbach-Malernalm, Stuckkogel-Lengfilzbach, Kitzbüheler Horn, Reisenberg-Köpf).

Die **roten Flaserdolomite (47)** fallen durch ein intensives Farbspiel (weiß-violett), ihre cm-dicke Bankung und meist wellig-flaserige Struktur auf. Letztere kann diagenetisch, aber auch durch Faltung verursacht sein. Der Gehalt an tonigem Material variiert stark, es kann sogar zu cm-dicken Tonschiefer-Zwischenlagen kommen. Speziell an der Malernalm fehlt die Dolomitisierung, so dass man hier von Flaser-Kalkmarmoren sprechen muss. Gelegentlich sind die violetten Tonschiefer auch sekundär gebleicht, so dass der Gesteinskomplex eine grüngaue Farbe erhält.

43 Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit (Mitteldevon–?Oberdevon)

Graue **Tonschiefer treten gelegentlich in Wechsellagerung mit Spielbergdolomit (43)** auf (westlich „Platte“ Richtung Pletzergraben, Malernalm bei Kitzbühel). Sie entwickeln sich aber auch hangend mit sedimentärem Übergang aus den Plattformdolomiten. Ein entsprechendes Profil befindet sich am Wildseeloder, südlich Griesenbodenalm. Hier kann gezeigt werden, dass es sich um die jüngsten erhaltenen Sedimentfolgen der Wildseeloder-Einheit unter der variszischen Winkeldiskordanz handelt.

Die Tonschiefer enthalten Makroflorenreste, deren Alter auf Oberdevon oder jünger eingeengt werden kann (mündl. Mitt. von E. Reitz aus dem Jahr 1992). Eine ähnliche Einschätzung findet sich bereits in MOSTLER (1970b) sowie in allen späteren zusammenfassenden stratigrafischen Darstellungen (u.a. OBERHAUSER, 1980; SCHÖNLAUB, 1979).

Permomesozoikum (V. STINGL)

42 Basisbrekzie (Unterperm)

Die unterpermische Basisbrekzie zeigt eine ausgeprägte Untergrundbezogenheit und bedeckt diskordant das Altpaläozoikum der Grauwackenzone. Wo der altpaläozoische Untergrund aus siliziklastischen Metasedimenten (Sand-, Silt- oder Tonsteinen der Löhnersbach-Formation bzw. der Schattberg-Formation) besteht, sind die Hauptkomponenten der Brekzie Fragmente dieser Gesteine, die meist leicht gerötet sind (Paläo-Verwitterung) und eine intensiv rote siltig-tonige Grundmasse besitzen (z.B. Trattenbach und Pletzergraben). Ein sehr instruktiver Aufschluss befindet sich an der südlichen Talflanke der Pillersee Ache, ca. 1 km westlich Rosenegg. Hier wird die Brekzie nur wenige Meter mächtig und liegt auf einem flachen, leicht gegen Osten ansteigenden Relief der altpaläozoischen Schiefer.

In Bereichen mit Spielbergdolomit als Basis ist eine ausgeprägte Verkarstung mit Internsedimenten vorhanden (bis über 100 m tief). Diese Verkarstungsphase wurde von MOSTLER (1972) ins Oberkarbon–Unterperm gestellt. Die roten Internsedimente setzen sich aus Brekzien in sandig-toniger Grundmasse oder aus rein sandig-tonigen Sedimenten mit nur einzelnen Geröllen zusammen. Mancherorts zeigen diese Karstsedimente Schichtungsgefüge bzw. kleindimensionale Deformationsstrukturen, u.a. durch Wachstum von Karbonat- oder Barytkonkretionen (z.B. Kitzbüheler Horn; KRAINER, 1995).

Ein wichtiger Aufschluss befindet sich an der Straße zur Hochwildalm, nördlich des Wildseeloder (Exkursion in Kap. 11.1).

Die Basisbrekzie auf diesen Dolomiten setzt sich fast ausschließlich aus Dolomitgeröllen in einer roten tonig-siltigen Matrix zusammen (z.B. südlich Granbach, diskordante Auflagerung einer bis zu 20 m mächtigen Brekzie). Am Hahnenkamm zeigt das Geröllspektrum eine Mischung von kalkigen und dolomitischen Fragmenten in der üblichen roten Grundmasse. Nördlich des Hahnenkamms ist auch eine Durchmischung mit Quarz- und Phyllitfragmenten der altpaläozoischen Schiefer zu sehen. Durch Plättung und Längung der karbonatischen Komponenten in N–S-Richtung sehen diese Brekzien manchmal aus wie Bänderkalke. Die verschiedenen Komponenten besitzen eine unterschiedliche Kompetenz gegenüber der Durchbewegung: Während die Kalke extrem ausgewalzt werden, verhalten sich die Dolomite spröde und zerbrechen. In Brekzienlagen mit beiden Komponenten „umfließen“ die kalkigen Fragmente die starren Dolomitkomponenten. Dieser Typus wurde früher auch am Schattberg westlich Kitzbühel als Dekorstein („Schattbergstein“) gebrochen.

Generell ist die Basisbrekzie unsortiert, zeigt Kornstützung, die meist 5–10 cm großen Komponenten sind höchstens kantengerundet. Am Hahnenkamm (Piste westlich des Gipfels auf ca. 1.600 m) zeigt die Brekzie aber allmählich einen Wechsel der Ablagerungsbedingungen, indem sie durch dm-mächtige Brekzienlagen und Geröll führende Siltsteine abgelöst wird. Im hangendsten Abschnitt sind auch deutliche Rinnenfüllungen mit Lamination und Schrägschichtungsgefügen vorhanden.

Genese

Insgesamt ergibt sich für die Basisbrekzie das Bild von lokalen alluvialen Schuttfächern mit Murstromtätigkeit bei einzelnen Starkregen-Ereignissen in aridem Klima. Durch den Reliefausgleich werden diese durch fluviale Ablagerungen und Schichtfluten abgelöst. Dies ist auch der Grund für die lokal sehr stark schwankenden Mächtigkeiten von 0 bis über 100 m. Der Übergang in die lakustrine Fazies der „Spielbach-Tonschiefer“ (STINGL, 1983) ist am Kartenblatt nicht nachvollziehbar, da diese dieselbe Fazies (vorwiegend rote Tonschiefer) wie die darüber folgende Gröden Formation zeigen.

Lithostratigrafische Definition

Die „Basisbreccie“ wird vorläufig nur mit diesem informellen Begriff belegt. Die früheren Bezeichnungen „Hochfilzener Liegendserie“ (TOLLMANN, 1976) oder „Prebichlschichten Basisbreccie“ (STINGL, 1983) sind nicht definiert und daher obsolet.

Alterseinstufung

Da die Basisbrekzie völlig fossilfrei ist, basiert die Alterseinstufung auf folgenden zwei Argumenten: Die vorhergehende Verkarstungsphase wurde von MOSTLER (1972) ins Oberkarbon bis Unterperm eingestuft, womit ein Höchstalter für die Brekzie gegeben ist. Nach oben wird die Brekzie von der Gröden-Formation abgelöst, die erstmals eindeutig Gerölle des Quarzporphyr-Vulkanismus im ausgehenden Unterperm beinhaltet. Mit dem Fehlen dieser Porphyrfragmente in der Brekzie ist eine Einstufung ins Unterperm gerechtfertigt.

Wie im Kapitel 5.1.8 ausgeführt, wurden auch aus der Basisbrekzie Altersdatierungen an Detritusglimmern durchgeführt (PANWITZ, 2006; Abb. 24). Die jüngsten Detritusglimmer aus der Basisbrekzie (42) ergaben Alter von 281 Ma (Unterperm). Bei Annahme einer sehr raschen Exhumation stützen diese Daten die oben angegebene Alterseinstufung.

41 Gröden-Formation (rotes Konglomerat, Grobsandstein, Tonschiefer; Oberperm)

Die Gröden-Formation besteht aus zwei unterschiedlichen Fazies (Abb. 46). Einerseits wird sie von mächtigen Abfolgen von unreifen Konglomeraten und glimmerreichen Grobsandsteinen (lithische Grauwacken bis Quarzwacken) eingenommen (Spielberg-Konglomerat; STINGL, 1983), andererseits werden diese von mächtigen roten Tonschiefern mit untergeordneten Groblagen vertreten (Mühlbach-Tonschiefer; STINGL, 1983). Beide Fazies verzahnen lateral. Die Gesamtmächtigkeit beträgt sicher mehrere hundert Meter. Exakte Angaben sind aber auf Grund der mächtigen und weit verbreiteten Tonschieferfazies und häufiger tektonischer Schichtverdoppungen nicht möglich.

Die Sandsteine und Konglomerate des Spielberg-Konglomerats setzen sich hauptsächlich aus cm-großen Quarzgeröllen und sandigem Quarzdetritus zusammen und zeigen häufig rote, aber auch grüne, graue und braune Farben. Neben den

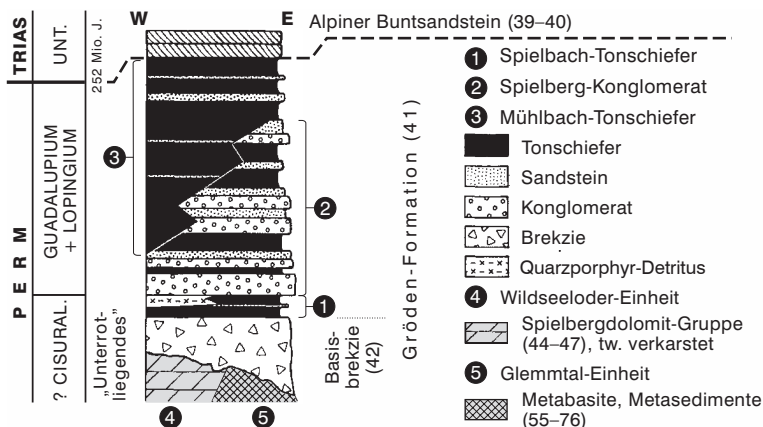


Abb. 46.

Lithostratigraphische Gliederung der Gröden-Formation nach STINGL (1983) sowie STINGL & KROIS (1989).

Quarzkomponenten findet man untergeordnet auch Quarzporphyrkomponenten, phyllitische Fragmente und Karbonate, sehr selten sind schwarze silurische Kie-selschiefer. Tonscherben sind häufig aus zwischengeschalteten Tonschieferlagen in die größeren Klastika eingearbeitet. In den grauen bis grünen Sandsteinen findet man nicht selten Lagen von Pflanzenhäcksel (z.B. bei Rosenegg). Die Grundmasse ist meist tonig-siltig entwickelt, aber auch häufig durch Karbonatzement (Magnesit, Dolomit) verdrängt. Fallweise werden Sandsteine auch durch Gips zementiert.

Am Hahnenkamm (in 1.590 m Höhe auf der „Streif“) schaltet sich in eindeutig oberpermische Gesteine eine 1–2 m mächtige Brekzie vom Typus der Basisbrekzie ein, die den Eindruck eines massigen Kalkes mit Quarzgeröllen macht. Es handelt sich aber um eine matrixarme Kalkbrekzie mit Quarzgeröllen, deren Kalkkomponenten extrem tektonisch ausgewalzt wurden.

Die Fazies der Mühlbach-Tonschiefer (Abb. 46) wird von roten, siltig-sandig beeinflussten Tonschiefern beherrscht, die selten auch grünlich gefleckt sein können. Sie zeigen weite Verbreitung auf dem Kartenblatt. Örtlich ist starke Bioturbation zu bemerken. Typisch sind verbreitete bräunliche Dolomit- und Magnesitkonkretionen, die auf pedogene Prozesse zurückgehen (Caliche). Auffallend ist auch die örtlich starke Gipsführung mit bis zu dm-großen weißen und rosa Konkretionen. In einem Graben östlich Schwefelbach tritt auch ein kleines Kohleflözchen mit Pyritführung auf. Im Krotenbach bei Lindau (Fieberbrunn) fällt eine geringmächtige schwarze Tonschiefer-einschaltung auf, welche die von SCHULZ & LUKAS (1970) beschriebenen Uranmineralisationen in Zusammenhang mit Pflanzenresten beinhaltet.

Kluftmineralisationen mit Kupfererzen und Baryt finden sich lokal in Sandsteinen und Tonschiefern. Diese gaben vereinzelt Anlass zu Schurfversuchen (z.B. auf 800 m Höhe zwischen Granbach und Schwefelbad).

Die Abgrenzung zur unterlagernden Basisbrekzie wird mit dem ersten Auftreten von Quarzporphyr-detritus gezogen, der Übergang zum überlagernden Alpinen Buntsandstein zeichnet sich durch einen ausgeprägten lithologischen Wechsel zu Quarzareniten mit deutlichen Schichtungsstrukturen aus.

Genese

STINGL (1983) deutet die Abfolge der Gröden-Formation als Ablagerungen eines oder mehrerer alluvialer Schuttfächersysteme, wobei die Grobklastika die zuführenden Gerinne des Schuttfächers selbst auffüllen, und die Tonschiefer eine laterale Vertretung in Form von lakustrinen Playa-Sedimenten mit vereinzelter Schichtfluteinschlüssen darstellen.

Lithostratigrafische Definition

Nach der Bezeichnung als „Hochfilzener Hangendserie“ (TOLLMANN, 1976) bzw. „Prebichlschichten“ (STINGL, 1983) wurde in Anlehnung an die faziellen und stratigrafischen Ähnlichkeiten mit gleichaltrigen Serien der Südalpen und des Drauzuges von STINGL (1989) erstmals der Begriff „Gröden Formation“ verwendet.

Alterseinstufung

Die Alterseinstufung der Gröden-Formation beruht einerseits auf dem erstmaligen Auftreten von Aufarbeitungsprodukten der unterpermischen Quarzporphyre, andererseits auf ³⁴S-Messungen an Gips aus dem höchsten Teil der Mühlbach-Tonschiefer, die eindeutig oberpermische Isotopenwerte erbrachten (STINGL, 1989).

40 Unterer Alpiner Buntsandstein (roter Quarzsandstein, Subarkose; Untertrias)

Der Alpine Buntsandstein beginnt mit dem Einsetzen von massiven Sandschüttungen über den Tonschiefern der Gröden-Formation. Die Sandsteine des Buntsandsteins sind kompositionell und textuell wesentlich reifer als Sandsteine der Gröden-Formation. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 300 m.

Den basalen Abschnitt des Unteren Alpinen Buntsandsteins (Abb. 47) bildet eine geringmächtige Wechselfolge von dünnbankigen roten Siltsteinen und fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen. Diese sind reich an Strukturen (Schrägschichtung, Flaserschichtung, Lamination, Gradierung, Erosionsstrukturen, Rippelschichtung und Trockenrisse) und zeigen stark streuende bis bimodale Schüttungsrichtungen. Einzelne braun gefärbte Lagen sind mit Magnesit zementiert und zeigen Gefüge, die auf Bodenbildung hinweisen.

Darüber folgt eine über 150 m mächtige Abfolge von zyklisch aufgebauten, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, die v.a. durch trogförmige Schrägschichtung charakterisiert sind. In den höheren Teilen der Zyklen schalten sich meist geringmächtige rote Tonschiefer (Bioturbation, Trockenrisse) und Feinsandsteine ein (Lamination, Rippelschichtung). Die Schüttungsrichtungen sind in diesem Abschnitt konstant von Norden nach Süden gerichtet.

Den höheren Teil des Unteren Alpinen Buntsandsteins bildet wiederum eine dünnbankige Abfolge von etwas geringerer Mächtigkeit. In dieser sind wieder bimodale Schüttungsrichtungen messbar, vereinzelt finden sich Gipsknollen und Gipszement in grau-grünen Sandsteinlagen, sowie selten Spreitenbauten vom Typ *Diplocraterion*.

Das Komponentenspektrum wird fast ausschließlich von diversen Quarztypen beherrscht, immer wieder finden sich Quarzporphyrygeröllchen, wiederaufgearbeitete Tonscherben und Tongallen sind an der Basis der Zyklen häufig. Feldspäte sind nur sehr selten vorhanden. Die fast durchwegs roten Sandsteine sind textuell sehr reif und zeigen meist gute Sortierung und Rundung der Partikel. Auffallend sind im zyklisch aufgebauten mittleren Teil Sandsteine mit einer ausgeprägten bimodalen Korngrößenverteilung mit zwei deutlichen Maxima mit unterschiedlicher Rundung.

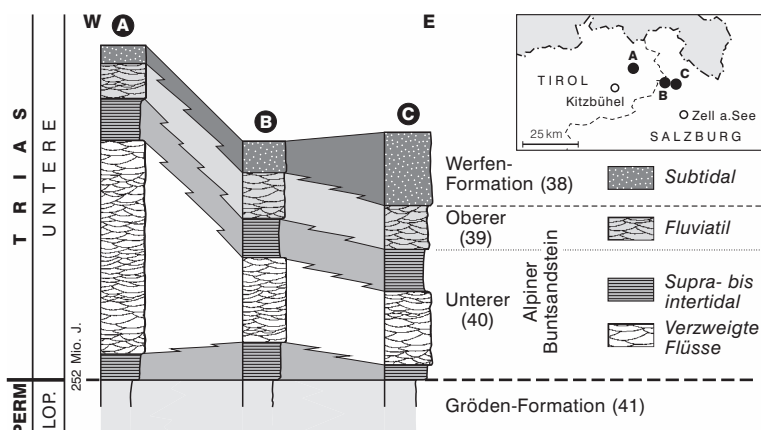


Abb. 47.

Lithostratigraphische und fazielle Gliederung des Alpinen Buntsandsteins zwischen St. Johann in Tirol und Leogang (nach STINGL, 1984, 1987a, 1989).

Die Obergrenze des Unteren Alpinen Buntsandsteins zum Oberen Alpinen Buntsandstein wird mit dem markanten Farbumschwung, verbunden in den meisten Fällen mit einer auffallenden Feinkonglomeratlage, gezogen. Zusätzlich zeigt sich auch ein Unterschied im Komponentenspektrum (mehr Feldspat und Apatit im Oberen Alpinen Buntsandstein).

Genese

Der Untere Alpine Buntsandstein wurde von STINGL (1987a, 1989) in drei Abschnitte unterschiedlicher Genese unterteilt. Der basale Abschnitt stellt Sedimente eines mikrotidalen Küstenenvironments dar (Strukturen), wobei die Sedimentation öfters längerfristig durch supratidale Phasen (Trockenrisse, magnesitische Pedocretes) unterbrochen wurde. Die Küstensedimente werden durch Ablagerungen (Rinnesedimente, Überflutungssedimente) eines distalen verzweigten Flusssystems abgelöst. Für fluviale Genese sprechen einerseits der zyklische Aufbau und andererseits die unimodalen gegen Süden gerichteten Schüttungsrichtungen. Insgesamt zeigen die Sedimente stark fluktuierende Wasserführung an, wie sie für ephemere Flüsse typisch ist. Im höchsten Abschnitt werden die Flusssedimente wieder durch dünnbankige Sandsteine einer Küstenebene überlagert, zunehmende Bioturbation, bimodale Fischgrätenschichtung sowie das faziestypische Spurenfossil *Diplocraterion* weisen auf Gezeitenbeeinflussung hin.

Lithostratigraphische Definition

Der Begriff Unterer Alpinen Buntsandstein wurde erstmals von STINGL (1984) eingeführt.

Alterseinstufung

Der fossilfreie Untere Alpine Buntsandstein wurde v.a. über die Korrelation von sedimentologischen Ereignissen mit den nord- und südalpinen Werfener Schichten (BRANDNER et al., 1984) und auch mit dem Germanischen Buntsandstein in die tiefere Untertrias eingestuft. Die Überlagerungen durch Oberen Alpinen Buntsandstein bzw. weiter im Osten durch fossilführende Werfener Schichten stützen diese Einstufung.

39 Oberer Alpiner Buntsandstein (heller Quarzsandstein, Mergel; Untertrias)

Der Obere Alpine Buntsandstein ist auf dem Kartenblatt nur im Bereich der Buchensteinwand verbreitet, dort allerdings meist tektonisch stark beansprucht und verfaltet. Daher ist es nicht möglich, für diesen Bereich eine Mächtigkeitsangabe zu geben.

In einem Aufschluss südöstlich Moosbach ist schön der Übergang aus dem Unteren Alpenen Buntsandstein zu sehen: Ein wenige dm-mächtiges Quarzfeinkonglomerat, ca. 2 m vor dem markanten Farbumschwung, leitet den Beginn des Oberen Alpenen Buntsandsteins ein. Dieses geht rasch in weiße schräggeschichtete Quarzsandsteine über, die hier allerdings nur sehr geringmächtig erhalten sind.

Die Obergrenze zu den Werfener Schichten ist fließend und schwer zu fassen.

Die Sandsteine zeichnen sich durch weiße Farben aus, die Zusammensetzung beinhaltet Quarzarenite bis Arkosen. Auffallend ist der deutlich erhöhte Feldspatanteil, vielfach Feldspatneubildung in Form von Anwachssäumen, sowie ein hoher Apatitanteil (Hauptbestandteil des Schwermineralspektrums).

Genese

Der Obere Alpine Buntsandstein stellt eine fluviatile Rekurrenz (Abb. 47) über dem Unteren Alpenen Buntsandstein dar. Der frische Feldspat und häufige Apatit deuten auf bessere Erhaltungsbedingungen und nicht auf ein neues Liefergebiet hin. Ursache dürfte die allmähliche Transgression des „Werfener Meeres“ gegen Westen sein, mit der möglicherweise feuchteres Klima und ein höherer Grundwasserstand zusammenhängen. Nach oben erfolgt allmählich ein Übergang in marin beeinflusste fluviatile Sedimente (Ästuarbildungen).

Lithostratigrafische Definition

Der Begriff Oberer Alpiner Buntsandstein wurde erstmals von STINGL (1984) eingeführt. Eine detaillierte Bearbeitung erfolgte durch STINGL (1987a).

Alterseinstufung

Auf Grund eventstratigrafischer Korrelationen und Vergleiche kann die Obergrenze des Oberen Alpenen Buntsandsteins mit der Val Badia-Transgression in der Untertrias in Verbindung gebracht werden (BRANDNER et al., 1984). Die Überlagerung durch fossilführende Werfener Schichten mit höherem untertriassischem Alter (Spathium = oberes Olenekium; MOSTLER & ROSSNER, 1984) ermöglicht die Einstufung in die höhere Untertrias.

38 Werfen-Formation (karbonatische Sandsteine, Mergel; oberste Untertrias)

Im Bereich der Buchensteinwand gehen die Werfener Schichten allmählich aus dem Oberen Alpenen Buntsandstein hervor. Die Obergrenze zu den Reichenhaller Rauhwacken ist meist tektonisch überprägt, sodass die Gesamtmächtigkeit hier nur wenige Zehnermeter beträgt.

Der Fazieswechsel erfolgt allmählich, als Werfen-Formation wird eine dünnbankige bunte Folge von z.T. dolomitischen Feinsandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen bezeichnet, die keinerlei fluviatile Rinnenfüllungen mehr aufweisen. Diese Sedimente sind z.T. fossilführend (unbestimmbare Muschelabdrücke, möglicherweise *Myacites* u.a.). In den Gräben südlich Flecken treten im höchsten Teil dünnbankige

Werfener Karbonate auf (siltige Dolomitmergel, aber auch z.T. Crinoidenschuttkalke), die mit dünnen Tonschieferlagen wechsellagern.

Die Obergrenze zu den Reichenhaller Rauhwacken ist immer tektonisiert.

Genese

Durch MOSTLER & ROSSNER (1984) und STINGL (1984) werden die Sedimente der Werfen-Formation als Ablagerungen eines Schlick- und Sandwattes mit vereinzelt Sturmlagen (Tempestiten) interpretiert, die allmählich in flach subtidale Ablagerungen übergehen.

Lithostratigrafische Definition

Geht im Wesentlichen auf MOSTLER & ROSSNER (1984) zurück.

Alterseinstufung

Durch den im nordwestlich der Buchensteinwand gelegenen Profil des Mühlbaches bei Fieberbrunn und in anderen, östlich gelegenen Profilen festgestellten Fauneninhalt ist eine Einstufung ins Spathium, dies entspricht der obersten Untertrias, gesichert (MOSTLER & ROSSNER, 1984, mit ausführlicher Faunenliste; STINGL, 1984).

37 Reichenhall-Formation (Rauhwacken, untergeordnet Kalk und Dolomit; Untertrias–Anisium)

Die Rauhwacken der Reichenhall-Formation sind nur im Bereich der Buchensteinwand verbreitet. Sie sind immer tektonisch überprägt. Die gelblichen, rauhwackig verwitternden Karbonate sind daher meist als tektonische Brekzien mit eingearbeiteten Gesteinen aus dem Hangenden und Liegenden entwickelt. Vielfach fehlen sie, da sie als bevorzugter Scherhorizont ausgequetscht wurden. Sie sind oft von tektonischen Brekzien der Gutenstein-Formation nicht zu unterscheiden. Die Stellung im Grenzbereich Untertrias–Anisium wird durch die Überlagerung durch anisische Karbonate der Gutenstein-Formation und die Unterlagerung durch Werfener Schichten der obersten Untertrias belegt.

36 Gutenstein-Formation (dünnbankiger, schwarzer Dolomit, dickbankiger Kalk und Dolomit; Anisium)

Ebenfalls nur im Umfeld der Buchensteinwand verbreitet, handelt es sich hauptsächlich um cm-gebankte schwarze Dolomite, die öfters Feinlaminierung zeigen und manchmal mit schwarzen Mergellagen wechsellagern. Ein leichter Bitumengehalt ist fast immer vorhanden. Ihnen schalten sich schmutzig-graue Dolomite und graue siltige Mergel ein. Zwischenlagen von dickbankigen (bis über 40 cm) dunkelgrauen bis schwarzen Kalken sind selten. Die Gutenstein-Formation ist fast immer oben und unten tektonisch begrenzt und häufig brekziiert (dann von Reichenhaller Rauhwacken kaum zu unterscheiden). Durch die tektonische Überarbeitung ist die Mächtigkeit auf wenige Zehnermeter beschränkt. Die Altersstellung wird durch Fossilführung in weiter östlich gelegenen Vorkommen belegt.

35 Steinalmkalk (Anisium)

Der Gipfelbereich der Buchensteinwand wird von grauen Dasycladaceen-Grainstones und -Wackestones aufgebaut. Die Algen- und Crinoidenschuttkalke (Bankmächtigkeiten bis 1 m) führen vereinzelt Intraklasten. An der Basis der Abfolge sind quer durchgreifende Dolomitisierungszonen entwickelt. Einschaltungen von dün-

nen bioturbaten Kalken („Wurstelkalk“) mit gelblichen Mergeln sind nicht sehr häufig. Der Steinalmkalk verzahnt faziell mit der Gutenstein-Formation. Die Mächtigkeit an der Buchensteinwand beträgt nur wenige Zehnermeter. Die Alterseinstufung basiert auf dem Vergleich mit dem Steinalmkalk an der Typuslokalität im Öfenbach bei Saalfelden (KRAINER & STINGL, 1986).

6.4. Quartär

(J.M. REITNER, I. DRAXLER, S. BORTENSCHLAGER & G. PESTAL)

6.4.1. Pleistozän

Riß

34 Grundmoräne (Kitzbühel; Riß)

Im Liegenden der Talverfüllung (Kies, Sand Schluff; Spätriß bis Würm) im Tal der Kitzbüheler und Jochberger Ache – auch „Kitzbüheler Terrasse“ genannt – tritt ein überkonsolidierter, massiver und matrixgestützter Diamikt (unsortiertes Gemenge aus Ton, Schluff, Sand, Kies und Steinen) mit gekritzten Geschieben und somit eine klassische Grundmoräne auf. Vom Josephi-Erbstollen war diese – zumeist als „Liegendmoräne“ bezeichnet – schon frühzeitig bekannt (UNGER, 1836; POSEPNY, 1880; BLAAS, 1884; PLONER, 1891; Abb. 48, Kap. 5.5.2).

Weiters durchörterten zwei Sondierungsbohrungen für den Tunnel Kitzbühel–Lebenberg (32, 33; Abb. 50, 51) im Liegenden der näher zu besprechenden Ablagerungen der Kitzbüheler Terrasse ebenfalls nach Dr. Köhler als „Liegendgrundmoräne“ interpretierte Ablagerungen. Zwei Aufschlüsse dieses grauen subglazialen Sediments befinden sich unmittelbar südlich des östlichen Tunnelportals (Tischlerei Obermoser, Pension Erika; Abb. 49) in obertägiger Fortsetzung der in der Bohrung angetroffenen stratigrafischen Verhältnisse. Weiters ist diese Grundmoräne auf der östlichen Talseite im Graben nördlich der Evangelischen Kirche ersichtlich. Das Geschiebespektrum weist neben der Dominanz an paläozoischen Metasedimenten und einem merkbaren Anteil an Metabasiten, untergeordnet Quarzphyllit auf. Die Gehalte an Zentralgneis betragen um die 1–2 % und sind mit denen der Grundmoräne des Würm-Hochglazials vergleichbar (REITNER, 2005). Diese dokumentierten Tauerngeschiebe belegen einen Eisübertritt aus dem Salzachtal über den Paß Thurn (1.274 m) zum Zeitpunkt der Ablagerung und somit eine Großvergletscherung vor dem Würm, nämlich während des Riß (MIS 6).

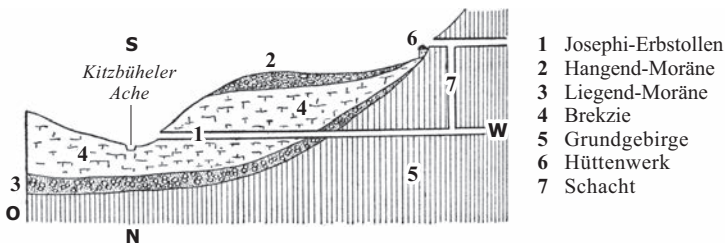
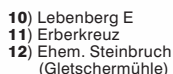


Abb. 48.
Skizze von PLONER (1891) über die Lagerungsverhältnisse im Josephi-Erbstollen.



Würm

32 Talfüllung (Kies, Sand Schluff; Spätriß bis Würm) im Tal der Kitzbüheler und Jochberger Ache z.T. konglomeriert

33 Schluff mit Lignit darin (Lebenberg bei Kitzbühel; Frühwürm) und Schluff mit Holz darin (Aurach; Riß/Würm Interglazial oder Frühwürm)

Im Tal der Jochberger und Kitzbüheler Ache tritt zwischen Jochberg und St. Johann in Tirol, aber insbesondere im Stadtgebiet von Kitzbühel, im Liegenden der Würm-hochglazialen **Grundmoräne (30)** ein markantes terrassenförmiges Element auf, das schon frühzeitig als „**Kitzbüheler Terrasse**“ Eingang in die Fachliteratur fand (UNGER, 1836; REITNER, 2005). Diese beinhaltet eine faziell sehr unterschiedlich aufgebaute Talfüllung (32), bestehend aus schluffig bis kiesigen deltaisichen sowie sandig-kiesigen fluviatilen Sedimenten (Abb. 30). Letztere sind an einigen Lokalitäten verzahnt, mit Schwemmfächer- und Überflutungsablagerungen, die Holz führend sein können (z.B. Schluff mit **Lignit** darin (33), Lebenberg bei Kitzbühel).

Exkurs zur Wissenschaftsgeschichte des Begriffes „Kitzbüheler Terrasse“

Die von UNGER (1836) gewählte Bezeichnung „Schuttconglomerat“ bzw. „Conglomerat“ war auch schon bei seiner Beschreibung als Überbegriff nicht ganz zutreffend, da dieses nach seiner Beschreibung aus drei Lager, dem „Lettenlager“, einem Sandlager und dem darüber befindlichen „Conglomerat“ besteht. NICKLAS (1936) verwendet in Anlehnung an KLEBELSBERG (1935) für die lithologisch vielfältigen Ablagerungen die Überschrift „Terrassensediment“. Somit wird hier für den überwiegend terrassenförmigen vorliegenden Sedimentkörper (Abb. 4) der Begriff „Kitzbüheler Terrasse“ verwendet (VAN HUSEN & REITNER, 2011).

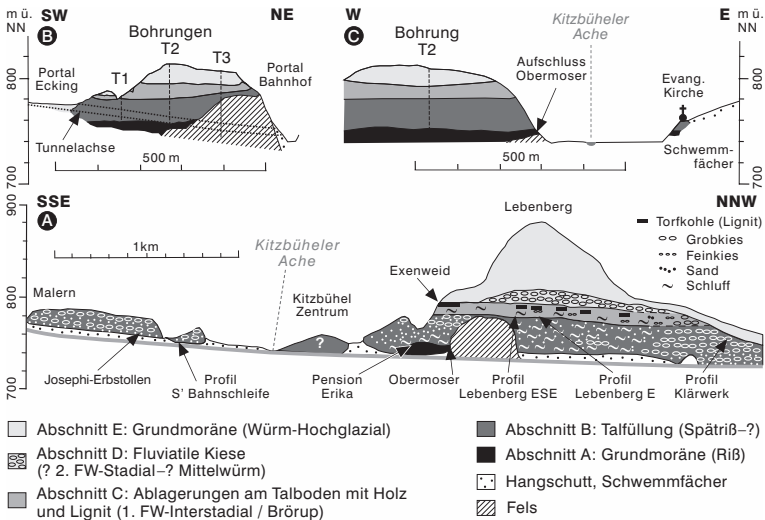


Abb. 50.

A) Längsschnitt im Bereich Kitzbühel entlang der Kitzbüheler Ache von Malern über Lebenberg bis zum Klärwerk Kitzbühel. B) Schnitt entlang der Achse des Lebenbergtunnels (vereinfacht). C) Schnitt vom Lebenberg bis zur Evangelischen Kirche.

Basierend auf REITNER (2005) sind folgende Aufschlüsse (Abb. 49) entscheidend für das Verständnis zu Aufbau und Genese der „Kitzbüheler Terrasse“:

1) Kitzbühel–Lebenberg

Nördlich des historischen Zentrums von Kitzbühel, das auf der Kitzbüheler Terrasse situiert ist, setzt die etwa S–N verlaufende Aufragung des Lebenberges (883 m) an. Dessen Drumlin-förmiger Rücken besteht ab etwa 800 m aus Grundmoräne (30) des Würm-Hochglazials. Der Aufbau des Sedimentkörpers wurde einerseits durch die schon erwähnten Kernbohrungen für den Lebenbergtunnel aus dem Jahr 1976 erschlossen (Koordinaten siehe Kapitel 10). Andererseits erlaubten zum Teil temporäre Aufschlüsse die angetroffenen lithologischen Einheiten weiter zu verfolgen, wie auch die gewonnene Stratigrafie zu erweitern (Details siehe REITNER, 2005).

a) Die Bohrung Lebenberg: Lithologie, Pollenanalyse und Geochronologie

Die Bohrung Lebenberg T2 (Abb. 51, 52) durchörterte folgende Lithologien (Interpretation der Beschreibungen nach Dr. M. Köhler sowie ergänzend des „Verzeichnis der Bodenschichten“ der Firma Etschel & Mayr):

Über der *Riß Grundmoräne (Abschnitt A – (34))* folgt mit *Abschnitt B* eine *Tal-füllung* mit Kornvergrößerung gegen das Hangende („*coarsening-upward*“). Diese beginnt mit einer Schluff-Feinsand-Wechsellagerung mit einzelnen Steinen, welche als „Dropstones“ interpretiert wurden. Darüber folgt eine Wechsellagerung von sandigem Kies bzw. Sand-Feinkies-Gemischen (teilweise zementiert) mit Tonen und Schluffen. Gegen das Top dieses Abschnittes nimmt die Korngröße über Sande mit Feinkies zu Fein- bis Mittelkiesen (teilweise mit Steinanteil) zu. Die Schichtung der teils konglomerierten Lagen wird in den Unterlagen als „deutlich horizontal“ angegeben.

Die unteren zwei Drittel des *Abschnittes C [entspricht auf der Karte Schluff mit Lignit (33)] – Ablagerungen am Talboden* – werden von grauen, feingeschichteten, sandig bis tonigen Schluffen in Wechsellagerung mit grauen schluffigen Sanden dominiert (Abb. 52). Organischer Detritus (z.B. Hölzer) ist darin häufig zu finden, wogegen eine distinkte Lage von holzreichem Torf (23,36–23,47 m unter Geländeoberkante – GOK) nur einmal vertreten ist. Gelegentlich weisen die grauen Schluffe Eisenoxidkonkretionen auf, die diagnostische Hinweise für den Oxidationshorizont eines Gleys (hydromorpher Boden im Grundwasserschwankungsbereich) sind.

Diese grauen, karbonatfreien Feinsedimente, welche zur Hälfte bis zu zwei Dritteln aus Schichtsilikaten (Chlorit und Muskovit) sowie Quarz und Feldspat bestehen, zeigen deutlich ihre Herkunft aus der Grauwackenzone an. Davon heben sich sowohl farblich als auch mineralogisch rote, karbonathaltige und Hämatit führende Sandlagen ab, die hier eine distale Schüttung eines Schwemmfächers mit einem Einzugsgebiet im Bereich des Hahnenkammes belegen, wo rote Sandsteine der Gröden-Formation (41) und Basisbrekzie (42), sowie paläozoische Karbonate der Spielbergdolomit-Gruppe (44–47) verbreitet sind.

Der von organischen Ablagerungen dominierte Topabschnitt setzt mit einem verpressten holzreichen Torf ein. Darüber folgen graue Schluffe mit dünnen organischen Lagen (20,65–21,0 m unter GOK), welche als Seemudde interpretiert wurden. Im Hangenden von einer geringmächtigen Torf- und Schlufflage folgt in 20,5 m ein mächtiges Torfpaket (Lignit), in das immer wieder Ton-Schlufflagen eingeschaltet sind. Auffallend ist, dass der Holzanteil in den obersten 2 m deutlich zunimmt.

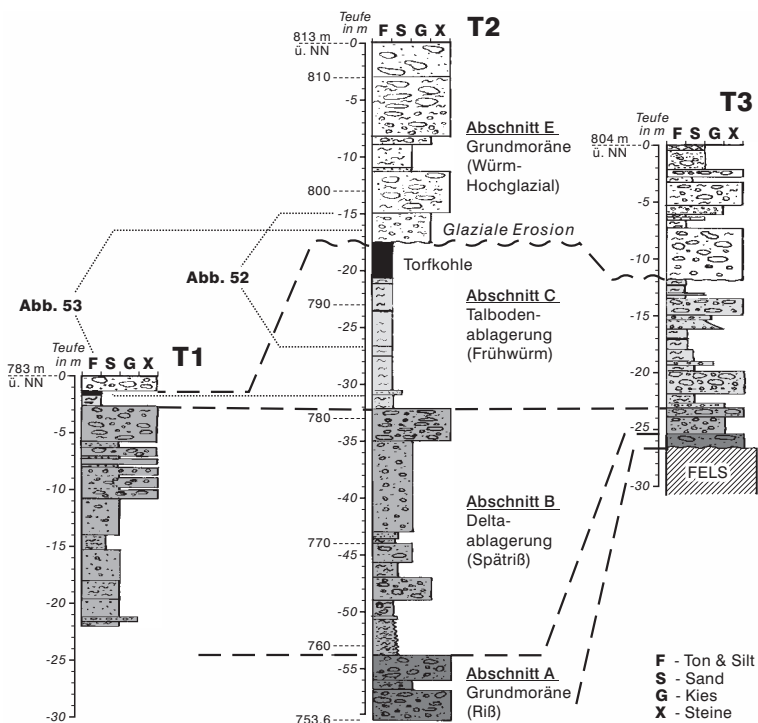


Abb. 51.
Die Ergebnisse der Bohrungen T1, T2 und T3 für den Lebengertunnel in Kitzbühel.

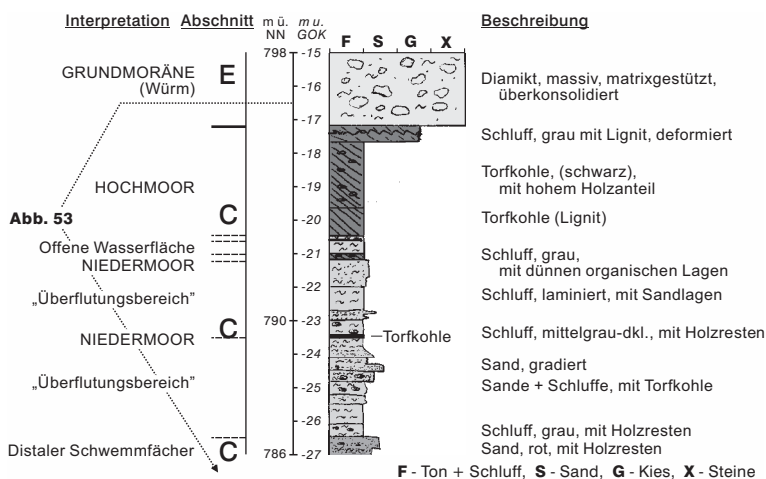


Abb. 52.
Detail der Bohrung T2.

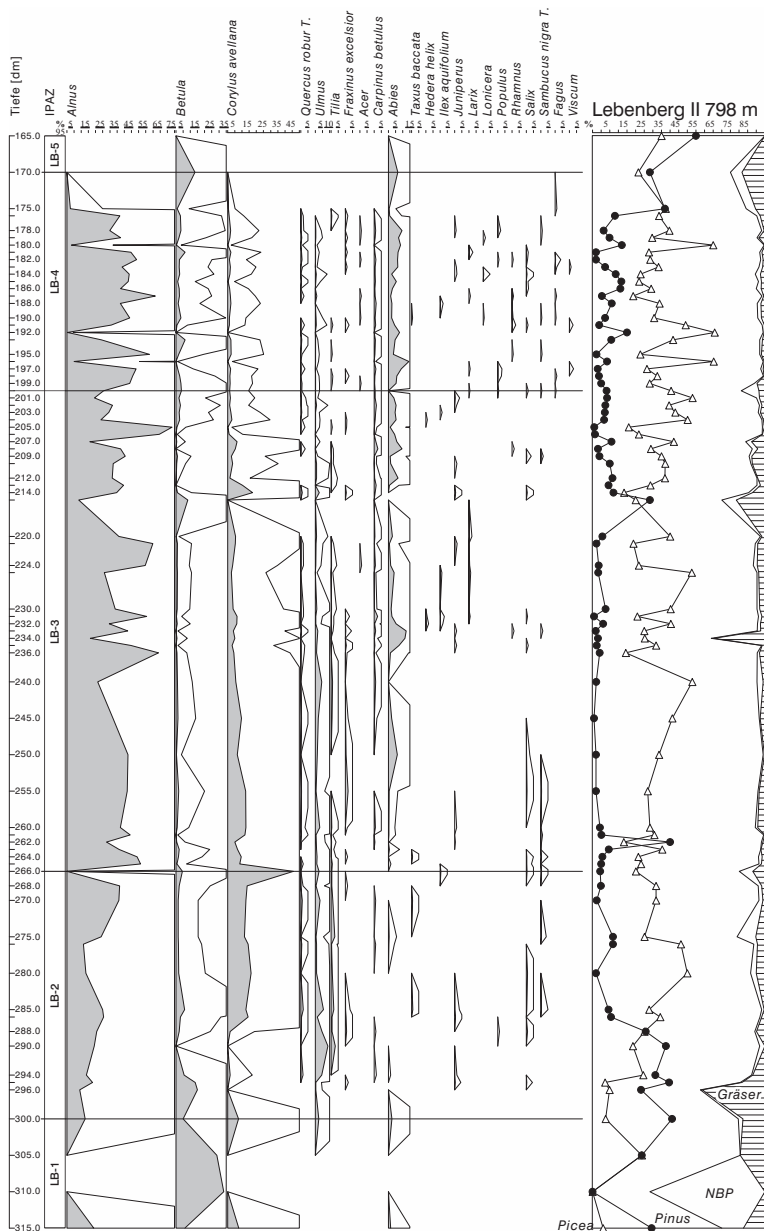


Abb. 53.
Vereinfachtes Pollendiagramm der Bohrung T2 – Abschnitt C nach S. Bortenschlager (Univ. Innsbruck): Da der Kern oberhalb ~ 17,8 m (178 dm) unter GOK aus glaziotektonisch deformierten und chaotischen Lagen (Abb. 52) besteht, ist dieser Abschnitt hinsichtlich Vegetationsentwicklung nicht interpretierbar.

Am Top dieser ungestörten Sequenz liegt unmittelbar im Liegenden der **Grundmoräne (30)** des Würm-Hochglazials (*Abschnitt E*) eine chaotische „Mélange“ von Schluff und Torf, die durch glaziotektonische Deformation entstanden ist (Abb. 53).

Basierend auf pollenanalytischen Untersuchungen von S. BORTENSCHLAGER (Vortrag und Exkursionsunterlagen, Tagung der Arbeitsgruppe Alpenvorland-Quartär (AGAQ) 2003, Brixen im Thale) des Abschnittes C ergibt sich folgende Entwicklung der Vegetation (Abb. 53): Die dominierenden Pollentypen in dem Abschnitt von 29,8 bis 26,6 m unter GOK sind *Pinus* (Föhre), *Picea* (Fichte) und *Alnus* (Erle; Anzeiger eines Feuchtstandortes). Daneben sind wärmeliebende Arten des Eichenmischwaldes wie *Ulmus* (Ulme), *Tilia* (Linde) und *Quercus* (Eiche), deren Pollengehalte als Resultat des Fernfluges gedeutet werden, und auch regelmäßig *Corylus* (Hasel) im Pollenspektrum vertreten. *Taxus* (Eibe) und *Carpinus* (Hainbuche) liegen in Spuren vor. Anfänglich handelt es sich noch um eine offene Vegetation unter kühlem Klima mit einer *Pinus*-Dominanz. Ab 28,8 m unter GOK übernimmt *Picea* die Vorherrschaft, womit gleichzeitig ein starkes und geschlossenes Auftreten von *Corylus* einhergeht. Günstigere klimatische Bedingungen mit *Picea* sowie *Abies* und *Alnus*-Höchstwerten sind im Abschnitt bis 21 m unter GOK zu sehen. Der oberste Abschnitt ab 20,5 m bis 17,2 m repräsentiert den Rest eines *Sphagnum*-Hochmoores, das wiederum mit höheren Tannenwerten (*Abies*), Pollen von Stechpalmen (*Ilex*) und *Hedera* (Efeu) thermisch günstigere Verhältnisse anzeigt. Die U/Th-Datierung mittels „Isochronenverfahren“ (zur Methodik siehe GEYH et al., 1997; Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover) einer Probe (19,5 m unter GOK) erbrachte ein aus drei Werten gemitteltes Alter von 90 ± 8 ka. Dieses Datum, kombiniert mit der Vegetationsentwicklung von lichterem *Pinus/Picea* Wäldern zu dichterem *Picea/Abies/Pinus* Wäldern, lässt laut S. BORTENSCHLAGER eine Einstufung der Sequenz an den Beginn des 1. Frühwürm-Interstadials (entspricht Brörup in Norddeutschland; MIS 5c) am wahrscheinlichsten erscheinen.

b) Leberberg Südabhang und Leberberg Ostabhang

Wie facettenreich die Abfolge des Leberberges ist, zeigen auch die meist temporären Aufschlüsse: So war unmittelbar südöstlich des SE-Tunnelportals bei Ecking (Lokaliät 8 in Abb. 49) in einer Baugrube (Abb. 54) der Abschnitt B mit schlecht sortierten sandigen Kiesen in einer überkippten bis chaotischen Lagerung (Fallwinkel bis 50°) aufgeschlossen. Einige Gerölle weisen noch die für Glazialtransport signifikante facettierte Form auf. Ein Tonklast in schlecht sortierten sandigen Kiesen ist nur als resedimentiert und wahrscheinlich im gefrorenen Zustand transportiert erklärbar.

Auf der Leberberg-Ostflanke ist nördlich der Felsauftragung des Ostportals zwischen der Grundmoräne des Würm-Hochglazials (*Abschnitt E*) und dem Lignit (Torfkohlen) führenden *Abschnitt C* ein Paket von ca. 10 m mächtigen, polymikten, korngestützten, sandigen Kiesen mit teilweise gut gerundeten Komponenten – *Abschnitt D* – eingeschaltet (siehe Leberberg ESE und Leberberg E in Abb. 50: Schnitt A). Der basale Kontakt ist scharf und erosiv ausgebildet. Die Pollenanalysen

◀ Legende: NBP – Gehalt der Nicht-Baumpollen.

Wissenschaftliche Pflanzennamen und deren deutscher Name: *Abies* – Tanne, *Acer* – Ahorn, *Alnus* – Erle, *Betula* – Birke, *Carpinus* – Hainbuche, *Corylus* – Hasel, *Fagus* – Buche, *Fraxinus* – Esche, *Hedera* – Efeu, *Ilex* – Stechpalme, *Juniperus* – Wacholder, *Larix* – Lärche, *Lonicera* – Heckenkirschen, *Populus* – Pappel, *Quercus* – Eiche, *Rhamnus* – Kreuzdorn, *Salix* – Weide, *Sambucus* – Holunder, *Taxus* – Eibe, *Tilia* – Linde, *Ulmus* – Ulme, *Viscum* – Mistel.

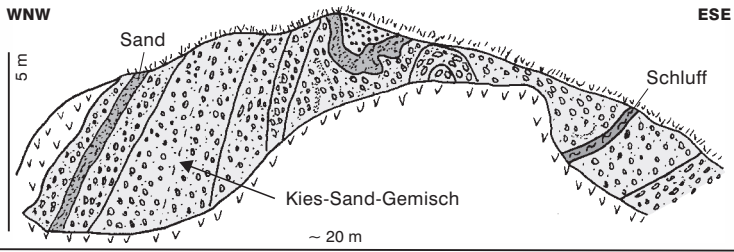


Abb. 54.
Skizze von einem Bauaufschluss in 770 m südlich des Leberberg-Tunnelportals Ecking mit chaotischer Schichtung der sandigen Kiese mit Sand- und Schlufflagen.

(det. I. DRAXLER, Details in REITNER, 2005) im vollständigsten Profil Leberberg ESE zeigen, dass die Sedimente an der Basis des Abschnittes B pollenfrei sind. Weiters ist der Pollen führende Abschnitt C einerseits mit dem unteren Drittel des von S. BORTENSCHLAGER analysierten Abschnittes der Bohrung Leberberg T2 ident. Damit kann andererseits auch gezeigt werden, dass ein substanzieller Teil der Ablagerungen aus dem 1. Frühwürm-Interstadial (Brørup) fluviatil erodiert wurde.

c) Leberberg-Abfolge: Ablagerungsmilieu und zeitliche Stellung

Über der nur im südlichen Bereich erfassbaren Reiß-Grundmoräne (Abschnitt A in Abb. 50) ist im Abschnitt B mit der in den Bohrungen schön erkennbaren „*coarsening-upward*“ Sequenz eine Talfüllung dokumentiert. Die basalen Schluffe belegen eine temporäre Seephase. Die Sedimentstrukturen – chaotische Schichtung (z.B. bei Ecking) und resedimentierte Tonklasten – sowie die Pollenfreiheit des Sedimentes sprechen für eine rasche Sedimentation (teilweise noch im Kontakt zu Toteis) im Reiß-Spätglazial. Steile Delta-foresets eines klassischen Gilbert-Deltas fehlen. Es ist anhand der Lagerungsdaten vom Nordbereich gut vorstellbar, dass die Verfüllung durch vorbauende Schwemmfächerdeltas (*fan delta*) erfolgte. Die Höhe des Seespiegels war durch stärkere Schüttungen besonders von der Ostflanke (Wilder Hag) bestimmt, welche das Tal östlich der Felsauftragungen des Bichlach blockierten.

Es bleibt allerdings aufgrund der derzeitigen Datenlage offen, ob im Abschnitt B neben dem Reiß-Spätglazial im oberen Teil noch jüngere Sedimentations- (z.B. aus dem 1. FW-Interstadial – MIS 5d) bzw. Erosionsereignisse (z.B. aus dem R/W-Interglazial (Eem) – MIS 5e) dokumentiert sind.

Die Abfolge feinkörniger und organogener Sedimente des Abschnittes C in der Bohrung T2 deutet auf einen niederenergetischen Bereich eines Talbodens, einen klassischen Überflutungsbereich hin. Schluffige bis sandige Hochwasserablagerungen mit organischem Detritus dominieren. Dieser Bereich wurde nicht nur von der Ache beeinflusst, worauf die karbonatfreien grauen Hochwassersedimente hindeuten, sondern, wie in der Bohrung T2 und bei Exenweid zu sehen, von einem Schwemmfächer mit einem Einzugsgebiet im Bereich des Hahnenkammes. Dieser erreichte vermutlich bis zur Bohrung T2 seine maximale Ausdehnung. Nach dieser Entwicklung kam es zu einer Aufhöhung des Talbodenniveaus um mehr als 6 m. Dabei dürfte zumindest einmal ein, in den Sedimenten (Seemudde) dokumentierter, seichter See bzw. eine offene Wasserfläche vorhanden gewesen sein, was auch in der Pollenanalyse mit dem Vorhandensein von Seerosen angezeigt wird. Die organische Topsequenz wird von einem zeitweise von Hochwässern beeinflussten Hoch-

moor (*Sphagnum*) gebildet. Die ursprüngliche Moormächtigkeit betrug bei einem Kompaktionsgrad von 50 % (bezogen auf die Ausgangsmächtigkeit) ca. 6 m und deren geschätzte Bildungsdauer umfasste, bei einem durchschnittlichen Wachstum von 1 mm/a), 6.000 Jahre. Nimmt man allerdings wie DOBEN & FRANK (1983: 45) bei den Schieferkohlen eine Mächtigkeitsreduktion durch die Schotter- und Gletscherauflast auf etwa ein Fünftel der Ausgangsmächtigkeit an, so dauerte das Moornwachstum fast 15.000 Jahre. Letzteres erscheint aber aufgrund der Ergebnisse der Pollenanalysen von S. BORTENSCHLAGER, die in Summe den ersten Abschnitt des 1. FW-Interstadials belegen, unwahrscheinlich.

Zusammenfassend ergibt sich für den Abschnitt C über die Bohrungen sowie die Profile Lebenberg ESE und E das Bild eines Talbodens, der von Schwemmfächern und dazwischen gelegenen, episodisch von Hochwässern beeinflussten Überflutungsbereichen geprägt war. Kleine, migrierende Rinnen und Niedermoorareale waren charakteristische Elemente dieser versumpften Talflur. Der hohe Grundwasserspiegel (Niedermoor, Vergleyung) lässt sich am wahrscheinlichsten durch flussabwärts, d.h. nördlich gelegene, vorbauende Schwemmfächer vom Abhang des

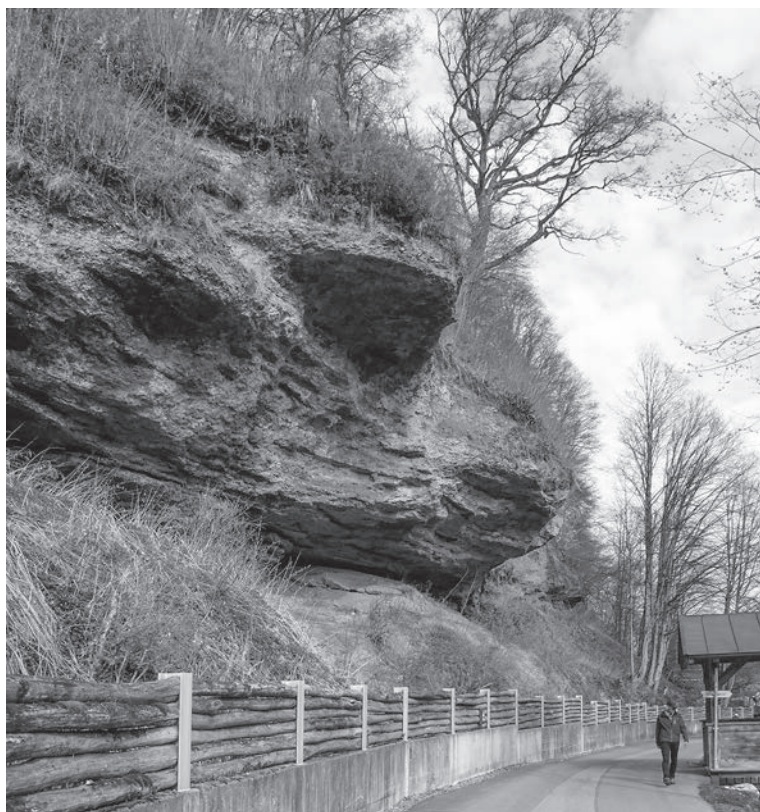


Abb. 55.
Typische Ausprägung der kiesigen Sedimente der Kitzbüheler Terrasse bei Malern (Haltepunkt 3 der Exkursion in Kap. 11.3). Durch die Talrandver kittung (geringe karbonatische Zementation/Konglomerierung) ist eine Wandbildung möglich.

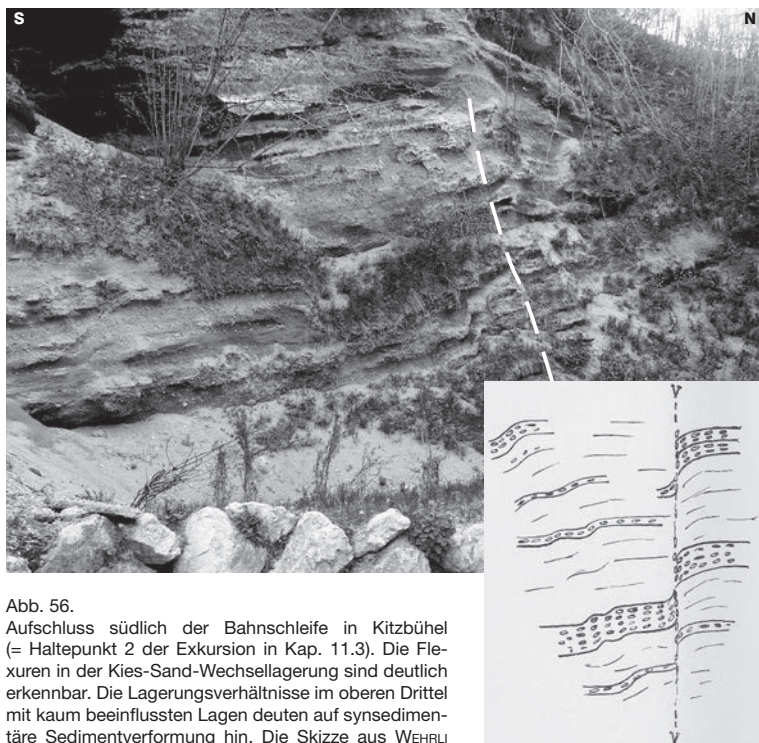


Abb. 56.
Aufschluss südlich der Bahnschleife in Kitzbühel (= Haltepunkt 2 der Exkursion in Kap. 11.3). Die Flexuren in der Kies-Sand-Wechsellagerung sind deutlich erkennbar. Die Lagerungsverhältnisse im oberen Drittel mit kaum beeinflussten Lagen deuten auf synsedimentäre Sedimentverformung hin. Die Skizze aus WEHRLI (1928) verdeutlicht die im großen Bild mit der strichlierten Linie markierte Situation, die einen Vertikalversatz des südlichen Bereichs um etwa 30 cm anzeigt.

Kitzbüheler Horns–Wilder Hag erklären, die zeitweise zu einem Stau des Vorfluters, der Paläo-Ache, und in Summe zu einer Auflandung um mehr als 11 m (basierend auf dem anorganischen Sediment) geführt haben. Wir haben hiermit einen mit U/Th auf 90 ± 9 ka datierten Marker für ein Talbodenniveau, das während des Brörup (1. FW-Interstadial) über einen längeren Zeitraum (siehe Moorwachstum) mehr oder minder in dieser Höhenlage war.

Weiters sind für das Profil Exenweid und Lebenberg E die Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen durch PREUSSER (2002) bzw. KLASSEN (2003) verfügbar. Da diese Methodik in der Zwischenzeit einen derartigen Fortschritt gemacht hat, werden die stark streuenden Resultate (siehe Diskussion in REITNER, 2005) hier nicht berücksichtigt.

Mit dem Einsetzen von massiven groben Kiesen (Abschnitt D) über einer Erosionsfläche ist eine deutlich andere – rein fluviatile – Fazies ersichtlich, für die es außer der Position zwischen Brörup (MIS 5c) und Würm-Hochglazial (MIS 2) keine chronostratigrafischen Hinweise gibt. Die Möglichkeit einer klimatisch gesteuerten Akkumulationsphase im Zuge einer Klimaverschlechterung gab es auch schon unmittelbar im 2. FW-Interstadial (MIS 5b), nach dem Brörup sowie im Mittelwürm (z.B. während MIS 4).

2) Kitzbühel–Malern

In Summe besteht der Terrassenkörper zwischen Malern und Kitzbühel aus schichtförmigen Kieskörpern mit großer Lateralerstreckung (Abb. 55). Die dominante Fazies sind subhorizontale massive Kiese (Gcm), die als „*gravel sheets*“ interpretiert wurden. Die seltener vorkommenden planar geschichteten Kiese (Gcp; mit geringen Fallwinkeln 10–15°, selten 20°) deuten auf Kiesdünen in. Die prinzipielle Geometrie sowie die Fazies in Kombination mit den variierenden Fallwerten sprechen für den mittleren bis distalen Bereich von größeren miteinander verzahnten Schwemmkegeln. Anhand der Bankmächtigkeiten und der unterschiedlichen Korngrößen sind Unterschiede erkennbar, die auf eine differierende Lage der Profile in Bezug zu der jeweiligen Sedimenteinspeisung von den Flanken hinweisen. Dieses Modell der Sedimentablagerung wird auch durch die Beobachtungen von UNGER (1836) im Josephi-Erbstollen gestützt, der an der hangnahen Position steiler einfallende Sedimentkörper beschrieb, die gegen das Tal hin verflachen. Auffallenderweise zeigen die Geröllspektren durchwegs ein Mischspektrum mit seltenen Komponenten aus den Tauern ohne erkennbare Dominanz der z.B. östlich der Ache vorkommenden Lithologien. Betrachtet man die Abfolge im Josephi-Erbstollen (siehe u.a. PLONER, 1891; Abb. 48, Lokalität 1 in Abb. 49) mit der Abfolge von Grundmoräne im Liegenden über Bänderschluße zu den grobkörnigen Lagen des Kitzbüheler Konglomerates, so erscheint es auch plausibel, dass unmittelbar nach dem vorletzten Glazial (Riß; MIS 6) die reichlich vorhandene Grundmoräne abgetragen und durch Schwemmkegel aufgearbeitet wurde. Daraus ergab sich eine Durchmischung der Lithologien.

Es ist zu vermuten, dass sich die als lakustrine Ablagerungen gedeuteten Bänderschluße aus dem Josephi-Erbstollen im Liegenden des Kieskörpers gegen die Talachse fortsetzen. Die häufigen Flexuren (Abb. 56) und gelegentlichen Versätze könnten am plausibelsten mit Setzungserscheinungen durch die Konsolidierung dieses Bänderschluflagers infolge der Auflast bei Ablagerung der Grobsedimente erklärt werden, und nicht wie bei WEHRLI (1928) als Ausdruck (neo-)tektonischer Bewegungen.

3) Aurach

Zwischen Wiesenegg im Süden und der Mündung des Auracher Baches (Wildalmgraben) in das Achantal erstreckt sich an der orografisch rechten Talseite ein in S–N-Richtung über ca. 1,2 km verlaufender Terrassenkörper (Abb. 29, 57), dessen Erstbeschreibung von WALTL (1991, 1992) gegeben wurde. Im Einödgraben (N' Wiesenegg bzw. W' Kochau) besteht nach REITNER (1998, 2005) die Abfolge im Liegenden einer spätglazialen Abfolge (Deltasedimente und Grundmoräne der Eiszerfallsphase) sowie der hochglazialen Grundmoräne aus Überflutungssedimenten (Schluße) und Wildbach- bzw. Murensedimenten (Diamikte), teilweise mit geplätteten Hölzern (Abb. 58; Exkursion in Kap. 11.4).

Es ergibt sich so das Bild einer versumpften Talflur, deren Sedimentationsgeschehen offensichtlich durch die seitlichen Schwemmfächer dominiert wurde. Schluffe aus dem Rückstaubereich zwischen den Schwemmfächern verzahnen sich mit Holz führenden Murensedimenten, so wie im heutigen Talboden der Ache, nur 10 bis 30 m höher.

Die von I. DRAXLER durchgeführte Pollenanalyse von in Einheit A eingeschalteten Schluffen (Details siehe REITNER, 2005) ergab eine hohe Pollenkonzentration mit Fichten (*Picea*)-Dominanz (50–55 %), hohen Erlen (*Alnus*)-Werten und einem merkbaren Anteil (6–8 %) von Tanne (*Abies*) und 3–5 % von Haselnuss (*Corylus*) sowie sehr geringe, auf Fernflug (> 100 km) hindeutende Werte an Eichenmischwald-Ele-

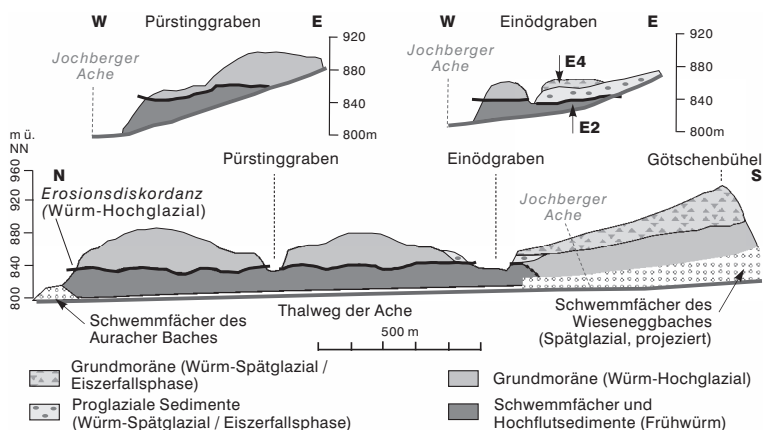


Abb. 57.
Schnitte durch die Kitzbüheler Terrasse südlich Aurach.

menten. Die Klimabedingungen während der Sedimentablagerungen waren demzufolge etwas kühler als heute.

Die bisher durchgeführten Holzanalysen – mit überwiegend *Picea/Larix* Typ sowie ein Stück *Betula* (det. OBERHUBER; zit. in WALT, 1995) – unterstützen das aus der Pollenanalyse gewonnene Vegetationsbild und machen laut I. DRAXLER eine Einstufung der Einheit ins höhere Riß-Würm (R/W)-Interglazial (Eem nach der *Abies/Carpinus*phase; MIS 5e) bis 1. FW-Interstadial (Brørup, MIS 5c) plausibel. Die Einstufung steht im Einklang mit mehreren ^{14}C -Datierungen von Holzresten, die jeweils Ergebnisse von > 50.000 a BP brachten. Zusätzlich sind die Resultate von vier Lumineszenzdatierungen verfügbar (PREUSSER, 2002), deren zugrundeliegende Methodik allerdings nicht dem heutigen Standard entspricht und sie deswegen hier nicht berücksichtigt werden (vgl. Diskussion in REITNER, 2005).

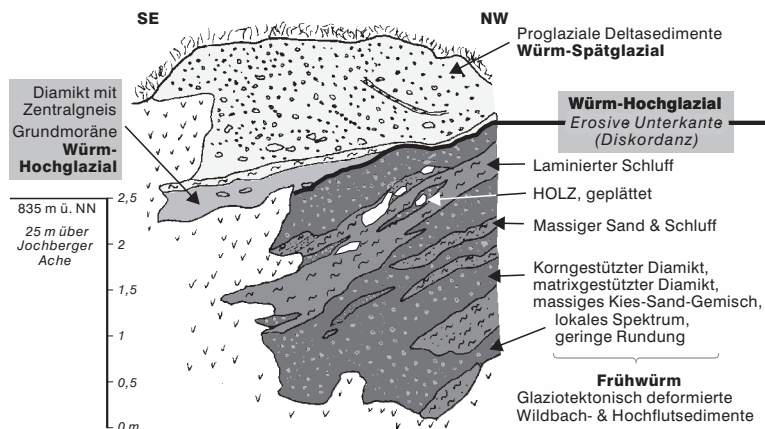
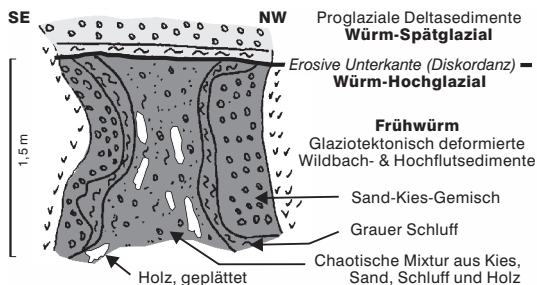


Abb. 58.
Aufschluss E2 im Einödgraben. Im Hangenden wird diese Sequenz von der Grundmoräne des Würm-Spätglazials (nicht dargestellt) überlagert (nach REITNER, 2005).

Abb. 59.
Gekappte, diapirförmige Struktur in den Holz führenden Sedimenten des Frühwürm 5 m NW' Aufschluss E2 im Einödgraben (nach REITNER, 2005).



Eine Besonderheit des Einödgrabens sind teilweise glaziotektonisch überprägte Sedimente als Resultat von Deformationsprozessen an der Gletscherbasis, wie zerscherte Holz führende Lagen unmittelbar im Liegenden der Grundmoräne (Würm Hochglazial) sowie verkippte, ursprünglich horizontale Lagen (Abb. 58) als auch von der Grundmoräne gekappte diapirförmige Strukturen (Abb. 59). Diese Phänomene dokumentieren „deformable bed“-Bedingungen an der Basis eines temperierten Gletschers während des Würm-Hochglazials.

31 Sedimente der Vorstoßphase bei Fieberbrunn (Kies, Sand mit Schlufflagen)

Beim Bahnhof Fieberbrunn befindet sich eine Abfolge (REITNER, 1996), die mit kiesigen Sedimenten beginnt. Es handelt sich um Flussablagerungen mit einem lokalen Geröllspektrum und seltener Zentralgneis-Komponenten. Diese Ablagerungen werden gegen das Hangende von rot-grauen, meist laminierten bis massigen, gut kompaktierten, teilweise „dropstone“-führenden Schluffen und teilweise mit eingeschalteten Murschutteinschüttungen überlagert. Diese Feinsedimente eines Eisstausees, welche Deformationsstrukturen zeigen, die sowohl subglazialen als auch gravitativen („slump folds“) Ursprungs sind, werden letztlich von Grundmoräne überlagert. Dieser Wechsel von fluviatiler zu glaziolakustriner und letztlich zu subglazialer Fazies weist auf eine Situation aus der Vorstoßphase des Würm-Hochglazials hin, als sich das Eisstromnetz entwickelte (Kap. 5.5.2) und sich sukzessive zwischen den vorrückenden Gletscherfronten kurzlebige Eisstauseen mit variierender Ausdehnung und Tiefe bildeten (Faltnähe 3/ Fig. 1, 2). Eine Pollenprobe (det. I. DRAXLER in REITNER, 1996) aus dem Schluffpaket belegt eine anfänglich noch vorhandene offene Vegetation mit vereinzelt *Pinus* (Kiefer) sowie *Cichorioideae* und *Selaginella* (Moosfarne).

Auch im Pletzergraben, südlich Fieberbrunn, finden sich in derselben stratigraphischen Position glaziolakustrine Ablagerungen, zumeist stark kompaktierte und pollenfreie Schluffe. Dort sind im Graben nördlich Wh. Winkelmoos neben dem feinkörnigen Bottomset auch schöne Foresetschüttungen eines Deltas (Abb. 60) abgelagert worden, ehe der aus Norden kommende Gletscher die Eisstauseeverfüllung überfuhr. Kleinere Vorkommen dieser Sedimentassoziation sind entlang der Fieberbrunner Ache (JARITZ, 1997), aber auch in der zumeist mit Grundmoräne bedeckten Landschaft immer wieder zu finden (z.B. im Bärfeld; REITNER, 1996).

Weitere fein- bis grobkörnige, bis zu 100 und mehr Meter mächtige Sedimentabfolgen aus der Vorstoßphase des Würm-Hochglazials wurden nach Fertigstellung der Karte auch außerhalb des Fieberbrunner Gebietes, am orografisch linken Ausgang des **Stubachtales** an den Flanken des Scheiterbaches und des Sturmbaches (Kartenblatt 152 Matrei in Osttirol) entdeckt. Sie werden gegenwärtig im Zuge einer

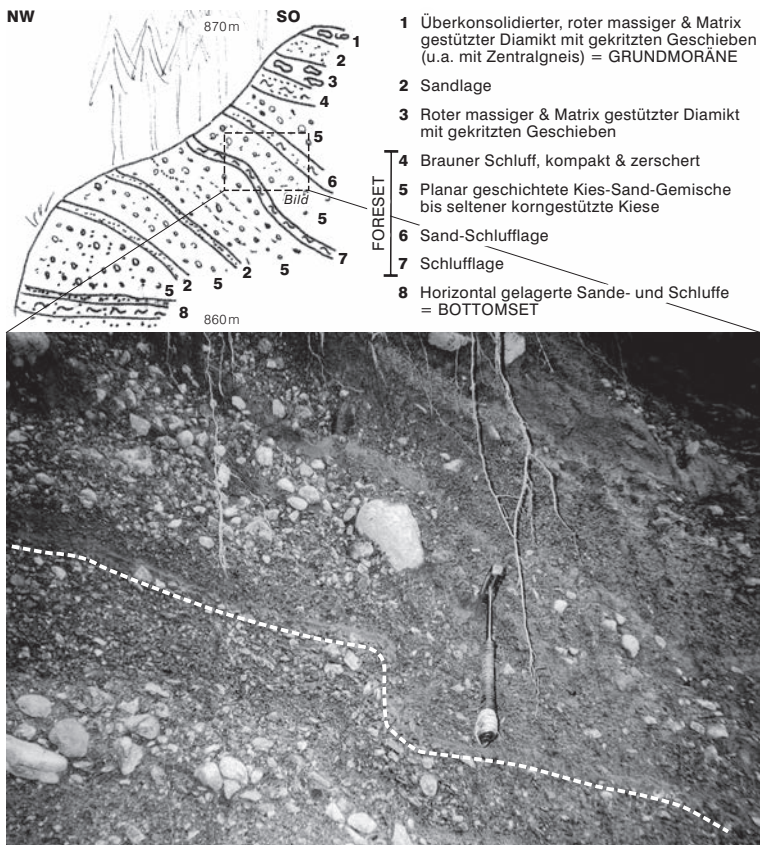


Abb. 60.

Aufschluss an der orografisch linken Seite des Grabens nördlich Wh. Winkelmoos im Einzugsgebiet des Pletzergrabens (Koordinaten: BMN M31 R 388674 H 259174). Deltaablagerungen der Vorstoßphase (Würm-Hochglazial) werden von der Grundmoräne des Würm-Hochglazials überlagert. Detailbild zeigt eine synsedimentäre, setzungsbedingte Flexur. (Foto und Skizze: J.M. REITNER).

Masterarbeit an der Universität Salzburg sedimentologisch analysiert. Ein weiteres Vorkommen ist unlängst bei Nachbegehungen auch im Graben des **Mühlbaches** (Gemeinde Bramberg) innerhalb der mit Eisrandsedimenten gekennzeichneten Gebiete angetroffen worden. Generell ist zu vermuten, dass die Verbreitung dieser Sedimente, welche beispielsweise im Weißbachgraben südlich Ellmau (Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger und Blatt 90 Kufstein; REITNER, 2005; Falttafel 3/Fig. 2) große Mächtigkeiten aufweisen, meist unterschätzt wird, da bei schlechten und nicht eindeutigen Aufschlussverhältnissen Deltasedimente zumeist den Eisrandsedimenten (22) zugeschlagen wurden bzw. werden.

30 Grundmoräne mit Drumlin

Bei diesem an der Basis eines temperierten Gletschers und damit subglazial gebildeten Sediment handelt es sich um einen ungeschichteten (= massiven) Diamikt.

Darunter versteht man ein unsortiertes Gemisch aus Ton, Schluff, Sand und größeren Komponenten (= Geschiebe) in den Korngrößen von Kies, Steinen und Blöcken. Üblicherweise liegen in der Grundmoräne die Geschiebe in der feinkörnigen Matrix „schwimmend“, ohne Kornkontakt zueinander, vor (= matrixgestützter Diamikt).

Charakteristischerweise sind die Geschiebe aufgrund der Eisbewegung gekritzelt, geschrammt, poliert und teilweise facettiert. Weiters können eine Einregelung der Geschiebelängsachsen in der ehemaligen Eisflussrichtung sowie $\pm$ horizontale Scherflächen auftreten. Die Lagerung einer typischen Grundmoräne ist infolge der Auflast in Kombination mit der Scherbeanspruchung an der Gletschersohle als sehr dicht zu bezeichnen; man spricht hier von einem überkonsolidierten Lockersediment.

Entsprechend der Herkunft des die Grundmoräne ablagernden Gletscherstromes variiert die Geschiebelithologie, die Matrixfarbe und in engen Grenzen auch der Feinkorngehalt. Zumeist sind die Grundmoränen in den Tallandschaften grau, mit einer Dominanz bis starkem Anteil an Löhnersbach- und Schattberg-Formation (70–75) und variierenden Anteilen an Metabasiten (55–60), paläozoischen Karbonaten (44–47) und Blasseneck-Porphyr (52–53). „Permoskyth“-Geschiebe (38–42) sind entsprechend der Untergrundlithologie erst im Kitzbüheler Achenal nördlich von Kitzbühl vertreten. Allerdings findet man dann am Nordabhang des Hahnenkammes, an der Westflanke der Reither Ache und auch im Fieberbrunner Tal Grundmoräne mit rotbrauner bis intensiv roter Matrixfarbe. Zentralgneis, als die Indikatorlithologie für einen Zufluss von Tauerneis (des Salzachgletschers) via Paß Thurn, ist im Kitzbüheler Achenal und am Bichlach zumeist mit 1–2 % in den Geschiebespektren zu finden. Gleiches gilt generell für den Abschnitt des Fieberbrunner Tales, wobei hier der Eisstrom aus den Tauern (zumindest zeitweise) via die Talfurche von Zell am See und dem Filzensattel herzuleiten ist.

Ein **Drumlin** ist ein länglicher, meist walfischrückenförmiger Hügel, der zumindest an der Oberfläche aus Grundmoräne besteht und dessen Längserstreckung die Eisflussrichtung anzeigt. Eine Häufung von Drumlins tritt zumeist dort auf, wo sich ein Tal weitet und diffuente Fließbedingungen herrschen, d.h. die Eisflustrajektorien auseinandergehen. Dementsprechend setzen im Kitzbüheler Achenal bei Aurach die ersten Drumlins ein, um dann mit der starken Querschnittsverbreiterung beim Bichlach (Abb. 27, 61) massiv aufzutreten. So liegen hier z.B. mit Lebenberg, Steuerberg und Großvogelsberg charakteristische Exemplare vor, deren Längsachsen auch tendenziell das Auffächern des Eisstroms nachzeichnen. Diese Drumlins besitzen klassischerweise ein relativ steiles, der Fließrichtung zugewandtes Ende (Luvseite), wogegen die abgewandte Leeseite flach geneigt ist. Auch im Fieberbrunner Tal treten diese subglazialen Wälle innerhalb der durch die Gletscherbasis überformten Landschaft in Erscheinung.

Der Internbau der Drumlins kann sehr komplex sein und nicht nur mächtige Grundmoräne (mit bis zu 20 m Mächtigkeit; siehe auch Resultate der Geoelektrik in RÖMER et al., 2002), sondern auch andere Lockersedimente oder einen Kern aus Fels beinhalten. So zeigen die Bohrungen für den Lebenberg Tunnel (Abb. 50, 51), dass hier die Ablagerungen der Kitzbüheler Terrasse das Unterlagernde bilden. Ähnliches ist auch im Bereich Aurach zu vermuten. Diese geologische Situation entspricht auch dem Modell der Drumlinbildung nach BOULTON (1987, zitiert in BENN & EVANS, 2010), bei der die vom Gletscher überfahrenen Lockersedimente in einer subglazial gelegenen, deformierbaren Lage („*deformable beds*“) verformt und umverteilt werden. Die Festigkeit des deformierten Lockersedimentes hängt dabei maßgeblich vom Porenwassergehalt ab. So wird vermutet, dass kiesige Ablagerungen, die das Schmelzwasser an der Basis gut drainieren, verhältnismäßig rigide Bereiche an der Gletscherbasis bilden, die zur Bildung eines stromlinienförmigen

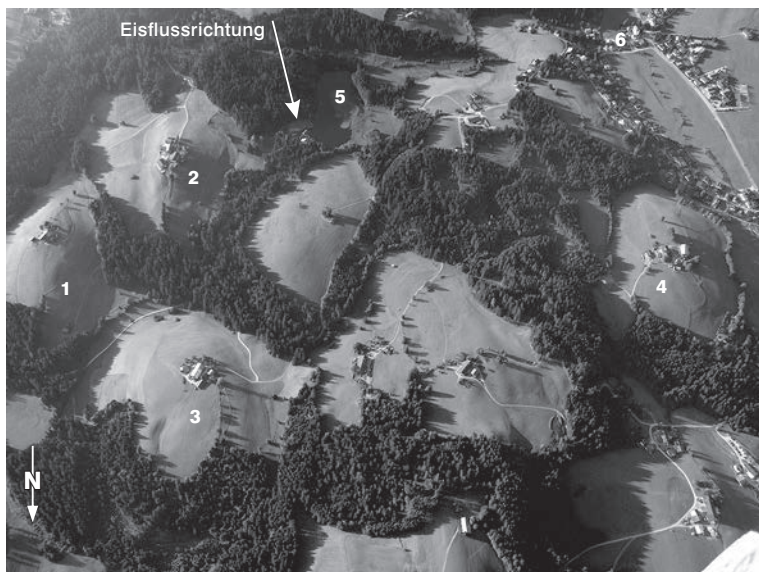


Abb. 61.
Die Drumlins des Bichlach aus der Vogelperspektive (Foto: G. PESTAL).
1 Großvogelsberg, 2 Erb, 3 Hörpfig, 4 Rummelsberg, 5 Gieringer Weiher, 6 Münichau.

Drumlin-Kernes führen. Für die Mehrheit der Drumlins des Bichlach ist nach WALT (1992) zu vermuten, dass ein Felskern vorliegt und daher die initiale Entwässerung an der Gletscherbasis wahrscheinlich über Klüfte erfolgte.

Eine frische, unverwitterte Grundmoräne ist generell als (Grund-)Wasserstauer zu bezeichnen. Hinsichtlich der geotechnischen Eigenschaften gilt die Grundmoräne als „veränderlich festes Gestein“ (VAN HUSEN, 1986). Solange sie ihren natürlichen Wassergehalt nicht verliert, ist sie unempfindlich gegenüber Erosion durch Niederschlag und kann daher kurzfristig senkrecht geböscht werden. Folgt nach einer Austrocknung eine Befeuchtung, so verwandelt sich das Material in Schlamm und Steine.

29 End- bzw. Seitenmoräne; Moränenwall

Darunter versteht man den wallförmigen Sedimentkörper, den ein Gletscher an seinem Rand abgelagert. End- und Seitenmoränen zeichnen zumindest abschnittsweise die Ausdehnung der ehemaligen, über einen gewissen Zeitraum stationären und damit im Gleichgewicht mit dem (damaligen) Klima befindlichen Gletscherzunge nach. Das Sediment ist ebenso wie bei der Grundmoräne als Diamikt, d.h. als Gemisch aus Gesteins- und Mineralbruchstücken unterschiedlichster Größe (Schluff bis Blockgröße) zu bezeichnen. Die Ablagerung stammt von auf dem Gletscher (supraglazial) mitgeschlepptem sowie von subglazial transportiertem Material, das mittels Scherflächen an die Gletscheroberfläche gelangte. Dementsprechend variiert einerseits die Rundung bzw. der Grad der glazialen Formung der Komponenten von eckig, wie bei Hangschutt oder Felssturzmaterial, bis typisch glazial geformt, das heißt angerundet mit Kritzern und Schrammen (siehe auch Grundmoräne, 30). Im Unterschied zur Grundmoräne ist das Sediment überwiegend locker gelagert

und weist aufgrund von murenartigen Umlagerungsprozessen bei der Ablagerung am Gletscherrand einen zum Teil deutlich geringeren Feinsedimentgehalt auf. Gelegentlich kann daher auch eine grobe, der Moränenaußenseite parallele Schichtung beobachtet werden.

Die Seiten- und Endmoränen auf Kartenblatt 122 stammen alle aus dem Würm-Spätglazial, wobei leider nur sehr wenige mit großer Gewissheit einer der bekannten Phasen und Stadien zuzuordnen sind (siehe Kap. 5.5.2). Dies liegt zum einen daran, dass die Kitzbüheler Alpen aufgrund ihrer geringen Höherenstreckung im Holozän nicht mehr vergletschert waren und somit das übliche Bezugsniveau für eine Spätglazialgliederung, nämlich die Schneegrenze um 1850, wie auch moderne Expositionsalterdatierungen fehlen. Darüber hinaus verunmöglichte der Massenabtrag durch Hangbewegungen in vielen Talabschnitten der Grauwackenzone fundierte Gletscher-Rekonstruktionen. Eine der wenigen Ausnahmen bildet die Seitenmoräne des Götschenbühel bei Grüntal-Wiesenegg des Achengletschers (Abb. 62), die aufgrund der sedimentären räumlichen Verknüpfung mit den Eisrandsedimenten und der zum Teil überlagernden spätglazialen Grundmoräne chronologisch eindeutig der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial zuzuordnen ist (Abb. 36, 37, 57, Falttafel 3/ Fig. 3 sowie Exkursion in Kap. 11.4). Selbiges gilt auch für die Endmoränen am Ausgang des Aubachgrabens (Abb. 37). Dort ist aufgrund der Sedimentabfolge und des Vorkommens von Zentralgneis-Erratika auch sehr klar erkennbar, dass sich der Lokalgletscher aus dem Einzugsgebiet des Aubach in der Eiszerfallsphase vom zerfallenden Eisstromnetz separierte und in weiterer Folge selbständig in einen während des Hochglazials vom Tauerneisstrom erfüllten Bereich vorstoßen konnte.

Ein Versuch einer Gliederung der Gletscherstände, basierend auf Schneegrenzen (mit angenommenem Bezugsniveau) innerhalb des Kartenblattes, liegt mit den Arbeiten von NICKLAS (1936, 1937) vor, wobei hier allerdings mit Ständen korreliert wird, die heute zum Teil nicht mehr in Gebrauch oder anders definiert sind. Eine

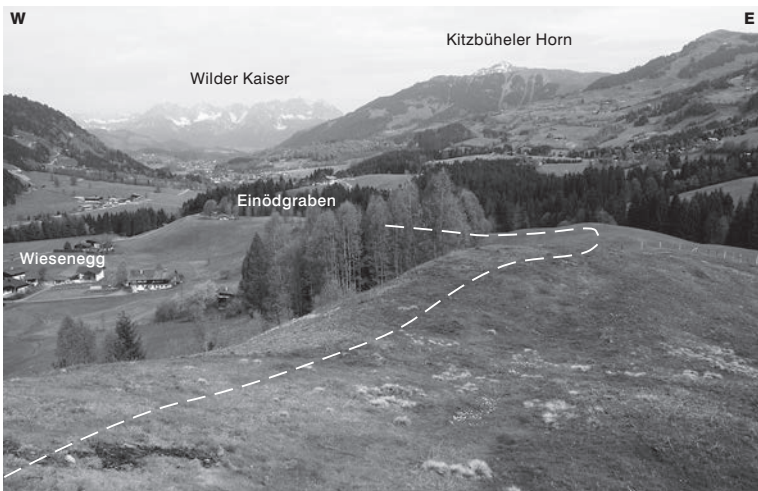


Abb. 62.
Blick von der Endmoräne Götschenbühel gegen Norden auf den Einödgraben (Standort unmittelbar nördlich der Kapelle). Mit der strichlierten Linie ist der Verlauf des durch eine kleinkuppelige Morphologie geprägten Moränenwalls angedeutet (Foto: D. VAN HUSEN).

gut erhaltene Moränensequenz liegt im oberen Pletzergraben (südlich Fieberbrunn) vor, wo Moränenzüge bei der Herrgottbrücke, bei der Oberen Grubalm und im Kar nördlich des Bischof deutlich unterschiedliche Gletscherhalte markieren (Faltnäse 3/ Fig. 3). Da die Höhenerstreckung auf dem Kartenblatt zu niedrig für eine Vergletscherung im Egesen-Stadial (Jüngere Dryas, 12,8–11,7 ka BP) war, sind diese, wie auch andere Moränen, als Bildungen des Spätglazials vor dem Bølling/Allerød-Interstadial (14,7–12,8 ka BP) zu bezeichnen.

28 Moräne undifferenziert

Diese Ausscheidung bezeichnet nicht weiter spezifizierte glaziale Sedimente. Dabei handelt es sich um unkonsolidierte Diamikte mit stark sandiger Matrix und glazial geformten Geschieben, welche, genetisch betrachtet, Ablationsmoräne, morphologisch nicht mehr als solche erkennbare Seitenmoränen, umgelagertes Moränenmaterial, aber auch Grundmoräne umfassen können. Letztere kann bei Herkunft aus Granit- bis Gneisgebieten üblicherweise einen sehr geringen Schluffgehalt in der Matrix aufweisen und lässt keine bis nur eine geringe Kompaktion erkennen.

27 Erratischer Block (Gabbro-Amphibolit; Hollersbachtal)

26 Erratischer Block (Zentralgneis)

Dabei handelt es sich um ortsfremde Gesteinsblöcke von überwiegend einem bis mehreren Metern Durchmesser, die mit bzw. überwiegend im Gletschereis transportiert wurden und an ihrem Fundort ausschmolzen.

Die zumeist angerundeten Zentralgneis-Blöcke (**26**) dokumentieren den Einflussbereich der Gletscherströme aus den Hohen Tauern. Angesichts der bisherigen Rekonstruktionen für die Eishöhe während des Höhepunktes des Würm-Hochglazial (siehe Karten von KLEBELSBERG, 1935; VAN HUSEN, 1987), ist deren Inkorporation in das Eis überwiegend durch Materialeintrag von den aus Zentralgneis aufgebauten Nunatakker in die Gletscherspalten (insbesondere über die Randkluft bzw. Bergschrund) des oberen Firngebietes zu erklären.

Ausgehend vom Paß Thurn (1.274 m) zeigt die Verteilung der Zentralgneisblöcke entlang des Kitzbüheler Achentales sehr schön die Domäne des während des Würm-Hochglazials aus dem Oberpinzgau über die Passhöhe nach Norden abgeflossenen Tauerneises. Einer der größten erratischen Blöcke in der Umgebung von Kitzbühel ist jener etwa 15 m³ große Zentralgneis-Finding, der am Bichlach südlich des Gehöftes Erb das sogenannte Erberkreuz trägt (MUTSCHLECHNER, 1967; Lokaltät 11 in Abb. 49).

Als eine Besonderheit ist die aus Gabbro-Amphibolit-Blöcken (**132**) bestehende Erratika-Fahne am Ausgang des Hollersbachtals zu betrachten. Diese belegt den Gletscherzustrom aus dem Hollersbachtal, der auch noch während einer späten Phase des noch aktiven Eisstromnetzes existierte (Kap. 5.5.2).

25 Verschwemmte Moräne

24 Moränenstreu

23 Moränenstreu vermischt mit Hangschutt

Bei kleinräumigen, flachen Bereichen am Bichlach und bei Fieberbrunn, wo in geringem Umfang Moränenmaterial durch Schmelzwässer über kurze Distanzen umgelagert wurde, erfolgte die Kennzeichnung als „**verschwemmte Moräne**“ (**25**).

Hierbei ist der Feinstoffgehalt deutlich reduziert und die charakteristische Konsolidierung nicht vorhanden, obwohl Kritzer und Kornform eindeutig auf die Herkunft des Materials aus der Grundmoräne verweisen. Ein mit „**Moränenstreu**“ (24) gekennzeichnetes Areal weist eine lückenhafte (Grund-) Moränendecke auf, die an vielen Stellen den geologischen Untergrund erkennen lässt. Areale, wo die Hangschuttbedeckung kleinräumig mit Resten von Grundmoräne bzw. umgelagertem Moränenmaterial wechselt, sodass diese Sedimente im Gelände nur schwer und unvollständig voneinander abgrenzbar sind, wurden als „**Moränenstreu vermisch mit Hangschutt**“ (23) gekennzeichnet. Ebenso wurden kleine und kleinste (Grund-) Moränegebiete, die im aktuellen Maßstab 1:50.000 nicht darstellbar sind, mit dem umgebenden Hangschutt unter dem Symbol (23) zusammengefasst.

22 Staukörper am Eisrand (Kies, Sand) mit Schluffeinlagerung und Terrassensedimente im Raum Fieberbrunn

Es handelt sich hier um teilweise hochgelegene (bis mehrere 100 m über den heutigen Flussläufen), mächtige und im Idealfall terrassenförmige Lockersedimentkörper. Sie dokumentieren die vorangeschrittene Sedimentverfüllung von Eisstauseen, die sich in der Eiszerfallsphase nach dem Würm-Hochglazial in Nischen am Rande der abschmelzenden Gletscher bildeten. Klassischerweise erfolgte die Sedimentation durch ein Delta, das heißt durch einen im Grundriss fächerförmigen Vorbau fluviatiler Ablagerungen im Bereich einer Flussmündung in einen (Eisstau-) See. Der Bereich fluviatiler Prägung über dem (ehemaligen) Seespiegel besteht aus horizontal gelagerten, groben Kiesen und Sanden, dem so genannten Topset. Mit der Mündung des Flusses in den See, an der Deltafront, erfolgt die Ablagerung der Bodenfracht als Foreset. Darunter versteht man schräg geschichtete Kiese und Sande (Neigung von 5° bis zu 30°; teilweise mit Rippelschichtung). (Bänder-) **Schlufflagen**, teilweise mit eingeschalteten Feinsandlagen, bauen das Bottomset auf. Dieses dokumentiert den tiefsten und auch von der Deltafront entferntest gelegenen – somit am wenigsten durchströmten – Eisstauseeabschnitt, in dem die Ablagerung der Schwebstoffe (Suspensionsfracht) erfolgen konnte. Somit zeichnet die für die Delta-Sequenz charakteristische Abfolge – vom Hangenden zum Liegenden – von Topset, Foreset und Bottomset die Reduktion der Fließgeschwindigkeit und damit die Abnahme der Transportkraft im Bereich der Flussmündung nach. Größere Vorkommen liegen auf der Nordseite des Hahnenkammes im Brandseitenbach und im Quelltrichter Klausenbach vor. In letzterem Fall markiert eine terrassenförmige Fläche bei der Niederen Streifalm in 1.260 m Seehöhe das Topset und auch das höchste Vorkommen eines derartigen Sedimentkörpers. Dieser weist hier mit intraformationellen Rutschfalten (Abb. 63), Wechsellagerungen von Sanden, Schluffen und geschichteten Diamikten (als Resultat von subaquatischen Murablagerungen) auf ein sehr dynamisches Sedimentationsgeschehen in einem nur kurz existierenden Eisstausee hin.

Ein stratigrafisch bedeutendes Vorkommen von Eisstauseesedimenten, das leider aufgrund der Kleinräumigkeit des Vorkommens nicht auf der Karte darstellbar war, dokumentiert das Symbol „mehrgliedriges Pleistozänprofil“ im Einöddgraben (N' Wiesenegg bzw. W' Kochau) an der östlichen Flanke des Kitzbüheler Achentales (Exkursion in Kap. 11.4). Diese feinkörnigen bis kiesigen Deltaablagerungen liegen über der Grundmoräne des Würm-Hochglazials und werden wiederum von der in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial gebildeten Grundmoräne überlagert (Abb. 57, 58).

Größere Vorkommen von Staukörpern am Eisrand sind im Einzugsgebiet des Salzachtals an den Hängen des Mühlbaches (nördlich der Ortschaft Mühlbach) sowie südlich Paß Thurn bzw. nördlich Hollersbach zu finden. Auch im Fieberbrunner



Abb. 63.
Intraformationelle Gleitfalte
(Achse N-S verlaufend) in
Deltaablagerungen im oberen
Einzugsgebiet des Klausen-
baches (200 m W' Niedere
Streifalm) in 1.255 m.

Tal liegen Staukörper am Eisrand vor. Es handelt sich hier um zumeist gut ausgebildete Terrassen, bestehend zumeist aus Kies-Sand-Gemischen (REITNER, 1996; JARITZ, 1997). Die Lagerung kann variieren, wobei eine mit 60° überkippte Lagerung, wie bei Moosbach beobachtet, als Hinweis auf Ablagerung im Kontakt zu abschmelzendem Toteis gedeutet wurde (REITNER, 1996). Schlufflagen sind immer wieder anzutreffen, so obertägig nahe Mühlau und ebenso in der dortigen Aufschlubsbohrung St. Jakob 1 (Kap. 10) im Liegenden von Schwemmfächersedimenten.

21 Kame, Osschotter

Unter Kame(-ablagerung) versteht man eine fluvioglaziale Verfüllung einer ehemaligen Hohlform auf bzw. zwischen abschmelzendem Eis. Nach Verschwinden der Gletscher liegt dieses Lockersediment als Hügel (Vollform) vor – man spricht hier von Reliefumkehr (Abb. 34). Wallartige fluvioglaziale Schmelzwasserablagerungen, die in ehemaligen Abflussbahnen auf, im oder an der Basis des Gletschers abgelagert wurden, werden Os (auch Esker) genannt. Da sowohl die vorgefundenen Kames, als auch die Osschotter, Bildungen der Eiszerfallsphase im Würm-Spätglazial und genetisch bedingte Übergänge zeigen, wurden diese in einer Signatur zusammengefasst. So sind die aus sandigem Kies bestehenden, teils wallartigen bis kuppenartigen Sedimentkörper, die den ehemals von einem Toteiskörper erfüllten heutigen Schwarzsee umgeben (Abb. 64, Tafel 7/Fig. 3), gute Beispiele für derartige Ablagerungen. Mittels den heute verfügbaren Laserscans (TIRIS) sind auch kleinere, in der Karte nur andeutungsweise angezeigte derartige Vorkommen aufgrund ih-

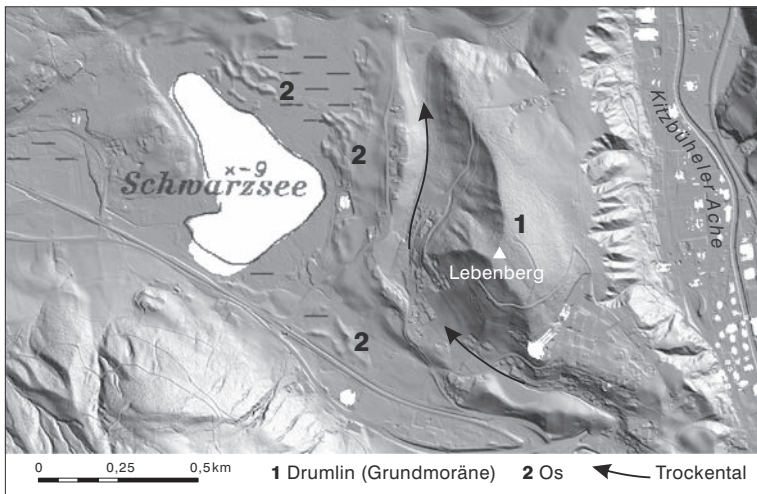


Abb. 64.

Morphologie der gewunden verlaufenden Os-Ablagerungen um den Schwarzsee im Vergleich zum N-S verlaufenden Drumlin vom Lebenberg (Quelle: Laserscan-Daten Land Tirol).

rer charakteristischen Form leicht identifizierbar (z.B. bei Erb-Steurerberg). Weiters liegt östlich Reith ein eindeutiger, hügelförmiger Kame, bestehend aus Kies und Sand, vor (REITNER, 1996).

20 Blockgletscherablagerung (grober Schutt), mit Wallform

Dabei handelt es sich um Lockersedimentkörper mit einer durch grobe Blöcke charakterisierten Oberfläche, die ähnlich einem Lavastrom, Fließstrukturen (als Wälle dargestellt; Abb. 65) aufweisen. Ausgehend von Schutthalten lassen sich diese Sedimentkörper hangabwärts verfolgen, wo sie sich von ihrer Umgebung zum Teil mit eindrucksvollen, bis 10er-Meter hohen Rampen abheben.

Das Material wurde durch einen Blockgletscher (Schutt-Eis-Gemisch) unter Permafrostbedingungen langsam hang- bzw. talabwärts transportiert. In der Folge schmolz dessen Poreneis aufgrund einer nachfolgenden Klimaerwärmung und damit verbundenem Anstieg der Permafrostuntergrenze aus. Der Sedimentkörper zeichnet noch heute mit seinen Wallformen die ehemalige Fließbewegung nach. Aufgrund der morphologischen Ähnlichkeit mit (aktiven) Blockgletschern ist auch der Begriff „reliktscher Blockgletscher“ in der Literatur gebräuchlich. Blockgletscherablagerungen sind damit Dokumente ehemaliger Höhenlagen des Permafrostes. Ihre Untergrenze wird generell mit der des damaligen diskontinuierlichen Permafrostes gleichgesetzt (LIEB, 1996).

Auf Kartenblatt 122 gibt es aufgrund der geringen Höhenlage keine aktiven Blockgletscher (KRAINER & RIBIS, 2012; KELLERER-PIRKLBAUER et al., 2012) und damit auch keine morphologischen Anzeiger von heutigen Permafrostbedingungen. Das Vorkommen der kartierten Blockgletscherablagerungen ist nicht nur an die vergangenen Höhenlagen des Permafrostes, sondern auch an die lithologischen Charakteristika des Liefergebietes für Schutt gebunden. So findet man die reliktschen Blockgletscher nur innerhalb der Grauwackenzone und dort nur unter Felswänden bzw. Steilstufen aus grobblockig zerfallenden lithologischen Einheiten. Das sind vor allem die Metabasite und darin die großflächig vorliegenden Metatuffe (59),

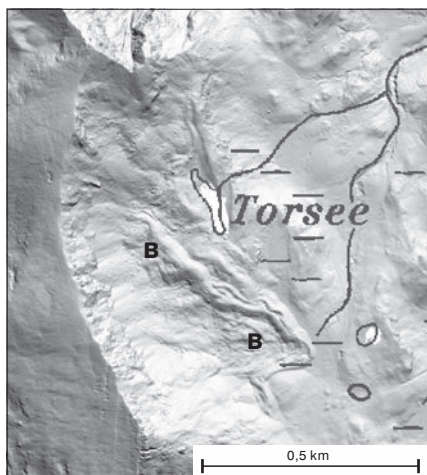


Abb. 65.

Laserscanbild von der Umgebung des Torsees (oberstes Einzugsgebiet der Saalach), einer typischen Blockgletscherablagerung mit Wallformen (Quelle: Laserscan-Daten Land Tirol).

B Blockgletscherablagerung

Metabasalt (55), der Blasseneck-Porphroid (53) und massige Karbonate (46) der Spielbergdolomit-Gruppe. Der Beitrag grobblockig zerfallender Metasedimente der Schattberg-Formation (74–75) zum „Nährgebiet“ der Blockgletscher ist dagegen vernachlässigbar.

Durch die Zusammenarbeit mit Gerhard K. Lieb (Universität Graz) und durch Zugriff auf sein Blockgletscherinventar (LIEB, 1996), welches allerdings nur bis östlich der Kitzbüheler Ache reichte, sowie eigener, maßgeblich Luftbild gestützter Analysen wurde versucht, ein möglichst komplettes Bild zu erstellen. Die heute verfügbaren Laserscan-Daten der Tiroler Landesregierung (siehe TIRIS online) erlauben natürlich eine bessere Identifikation und Lokalisierung. Probleme bereitet nach wie vor die Abgrenzung zu Sedimentkörpern mit einer ähnlichen Morphologie, wie beispielsweise Ablagerungen eines ehemals stark schuttbedeckten Gletschers. Die größten, eindrucklichsten und viele Fließwülste aufweisenden Blockgletscherablagerungen befinden sich in den Karen nordwestlich und nordöstlich des Geißstein (2.363 m), nördlich des Bischof (2.127 m) und nordöstlich der Henne (2.078 m). Die meisten Blockgletscher auf Blatt 122 haben Untergrenzen ihrer Loben zwischen 1.900 und 1.700 m, womit deren Bildung oder auch letztmalige Reaktivierung im Vergleich mit SAILER & KERSCHNER (1999) am wahrscheinlichsten während der Jüngeren Dryas (12,8–11,7 ka BP; Abb. 33) erfolgte. Das mit 1.500 m am tiefsten reichende Vorkommen auf der Nordseite des Karstein (1.922 m, südöstlich Fieberbrunn) könnte eventuell eine Bildung der Ältesten Dryas (> 14,7 ka BP) sein.

19 Rundhöcker

Ein länglicher Festgesteinsrücken wird als Rundhöcker bezeichnet, wenn dessen gegen die Eisflussrichtung gewandte Seite (Luvseite) flach geschliffen vorliegt und die eisabgewandte Leeseite steil entwickelt ist. Die durch subglaziale Erosion geprägte Landschaft des Paß Thurn ist eine Rundhöckerlandschaft, die letztmals in der Eiszerfallsphase von Tauerneis überströmt wurde.

18 Ehemaliger Abfluss, Trockental

Täler ohne oberirdischen Abfluss werden als Trockentäler bezeichnet. Die Beispiele südlich Paß Thurn bzw. nördlich Hollersbach dokumentieren temporäre, in

Eisrandsedimenten und zum Teil in Grundmoräne eingeschnittene Schmelzwasserabflüsse am Rand eines stagnierenden Gletschers bzw. von Toteis während der Eiszerfallsphase. Diese fielen im Zuge des weiteren Einsinkens der stauenden Gletscherkörper und der damit verbundenen Tieferlegung des Erosionsniveaus und der Nutzung anderer Abflusswege trocken. Die markante Morphologie des Trockentales sowie die häufigen Zentralgneis-Erratika verleiteten fälschlicherweise bei der Erstellung der 1:75.000 Karte, Blatt „Kitzbühel – Zell am See“ (OHNESORGE et al., 1935), zur Darstellung als „Moränenwall der Schlussvereisung im Pinzgau“, ohne dass aus heutiger Sicht Hinweise auf einen stationären Gletscherhalt gegeben sind.

Gleiches gilt für die markante Rinne zwischen Schwarzsee und Lebenberg (Abb. 49, 64), deren enge räumliche Verbindung mit den Kame- und Os-Ablagerungen beim Schwarzsee einen letztmaligen Schmelzwasserabfluss während der letzten Phase des Abschmelzens nahe legt.

Eine gleichartige, aber deutlich kleinräumigere Situation ist östlich Reith, unmittelbar nördlich des Rummelsberges gegeben.

Demgegenüber sind die überwiegend von Mooren erfüllten langgestreckten Trockentäler östlich Fieberbrunn als Ausdruck ehemaliger subglazialer Schmelzwässer zu interpretieren.

6.4.2. Würm-Spätglazial bis Holozän

17 Terrassensediment (Kies, Sand; Spätglazial–Holozän)

Darunter ist jener terrassenförmige Sedimentkörper nördlich Jochberg gemeint, der auch als Terrasse von Filzen (WALT, 1991) beschrieben ist (Abb. 66). Dieser besteht aus horizontal bis flach gegen Nordosten geschichteten sandigen Kiesen und stellt mit korrespondierenden Ablagerungen bei Hechenmoos die spätglaziale Verfüllung des bei der Bildung der Endmoräne bei Götschenbühl (Abb. 36, 37, 62) existierenden Zungenbeckens dar (REITNER, 1998).



Abb. 66. Blick von Osten auf die markante Terrasse von Filzen. Im Hintergrund ist der Eisrandkörper vom Bärenbühl angezeigt (Foto: J.M. REITNER).

16 Rutschmasse (versackte Felspartie, z.T. im Verband, z.T. in Schollen und Blockwerk aufgelöst)

15 Rutschmasse (überwiegend oberflächennah), Fließschutt

14 Antithetischer Bruch durch Hangtektonik

13 Zerrspalte

12 Abrisskante von Rutschmasse

Diese Phänomene betreffen den Themenkomplex der gravitativen Massenbewegung. Unter **Zerrspalten (13)** werden mehr oder minder hang- bzw. kammparallele Gräben verstanden, welche sowohl im Fest- als auch im Lockergestein auftreten. Deren Genese wird mit einer Entspannung hin zur freien Oberfläche erklärt. Diese Bruchstrukturen folgen im Gestein überwiegend schon bestehenden Trennflächen, zumeist tektonisch angelegten Schwächezonen wie Klüften und Schieferungsflächen, aber auch sedimentären Schichtflächen. Sie zeigen daher oft einen gewundenen bis zick-zack-förmigen Verlauf. **Abrisskanten (12)** umgrenzen Nischen des vertikalen Massenabtrages und dokumentieren das im Verhältnis zur Zerrspalte fortgeschrittene Materialversagen. Im Festgestein schließt unter der Abrisskante die **Rutschmasse (versackte Felspartie, z.T. im Verband, z.T. in Schollen und Blockwerk aufgelöst; 16)** an, die mit einer Übersignatur gekennzeichnet wurde und sich in den meisten Fällen auch räumlich abgrenzen ließ. Typisch für den Massenbewegungstyp **Sackung** (ZISCHINSKY, 1966, 1969) kennzeichnet dieser jene Hangbereiche, die bis in einige Zehnermeter Tiefe einer langsamen, kriechenden Verformung ausgesetzt waren und zum Teil noch sind. In manchen dieser Bereiche war der Gesteinsverband trotz offener Klüfte noch erkennbar, sodass auf der Karte auch die Lithologie unter der Übersignatur kenntlich gemacht wurde. Mit zunehmender Beanspruchung und damit verbundener Auflockerung erfolgt ein Übergang von diesem „geordneten Blockwerk“ zu Blockwerk bestehend aus Kluffkörpern, die regellos, mehr oder minder am Entstehungsort des Zerfalls vorliegen. Das Kriterium bis zu welchem Auflockerungsgrad noch die Festgesteinslithologie und ab wann das Material schon als Blockwerk bzw. Hangschutt darzustellen ist, wurde allerdings von den einzelnen Kartierenden unterschiedlich gehandhabt. Bei sehr komplexen lithologischen Abfolgen innerhalb der Grauwackenzone, die innerhalb einer Rutschmasse kaum kartierbar sind, wurde insbesondere im Bereich des oberen Saalachtals, wie auch im Hörndlinger Graben, **Hangschutt (12)** sowie bei Hinweisen auf Vorhandensein auf glaziale Sedimente die Signatur **Moränenstreu vermischt mit Hangschutt (23)** verwendet.

Letztlich ist die Sackung bzw. der Talzusubst in einem Hangprofil durch einen konkaven Hangabschnitt mit Massenabtrag und einen konvexen (vorgewölbten) Fuß mit Massenzuwachs charakterisiert.

Eine tiefgreifende **Kippung** (international gebräuchlicher Begriff „Toppling“) ist ein Massenbewegungstyp im Festgestein („Riesenhakenwerfen“), der steilstehende Trennflächen (Schieferung, Klüftung oder Störungsflächen) als Bedingung braucht (REITNER & LINNEN, 2009). Diese sind zumeist durch das Vorkommen von **antithetischen Brüchen durch Hangtektonik (14)** gekennzeichnet, wodurch ein sägezahnartiges Hangprofil kennzeichnend für diesen Versagensmechanismus ist.

Bei den tiefgreifenden Hangdeformationen (Sackung, Talzusubst, Kippung) ist generell davon auszugehen, dass die durch glaziale Erosion übersteilten Hänge mit dem Schwinden des stützenden Eiskörpers instabil wurden. Somit ist der Beginn der Massenbewegungen an den meisten Talflanken in die Eiszerfallsphase zu setzen.

In glazialen und fluvioglazialen Lockersedimenten folgen unterhalb der muschelförmigen Abrisskante als geologische Körper eigens ausgewiesene **Rutschmassen (überwiegend, oberflächennah; 15)**. Typischerweise handelt es sich um vergleichsweise kleinräumige Massenbewegungen mit begrenztem Tiefgang, die häufig einen morphologisch hervortretenden Randwulst aufweisen. Derartige Rutschmassen treten auch innerhalb der stark aufgelockerten Felsbereiche (Sackung, Talzus Schub) als sekundäre Massenbewegungen auf.

Verteilung der Massenbewegungen

In den **Kitzbüheler Alpen** kommen die meisten Massenbewegungen innerhalb der **Glemmtal-Einheit** vor. Sie erfassen vor allem Areale, die aus der metapelitdominierten Löhnersbach-Formation (**74, 75**), aber auch der sandsteinbetonten Schattberg-Formation (**70–72**) bestehen. Erstere weist schon mit dem im Gelände ersichtlichen schiefrigen Habitus und dem schiefrig-splitttrigen Bruch auf viele Anisotropieflächen, und damit auf eine hohe potenzielle Teilbeweglichkeit hin. Letztere bricht grobblockiger, weist aber starke Faziesverzahnung mit der feinkörnigen Varietät auf, sodass geotechnisch wohl das schwächste Glied, und damit die vorhandenen Metapelit-Lagen, ausschlaggebend für das Felsversagen sind. Innerhalb der Metabasite weisen die Metatuffite (**60**) und die Metatuffe (**59**) aufgrund ihrer (partiellen) Schieferung die geringste Festigkeit auf. Aber auch die massigen und im Aufschluss verhältnismäßig standfest erscheinenden Metabasalte (**55**) wurden lagerungsbedingt, als geringmächtige Lagen innerhalb der Metasedimente oder als mechanisch-kompetente Platte auf ebendiesen („Hart-auf-Weich-Versagen“, siehe unten), von Hangbewegungen erfasst.

Betrachtet man die Verbreitung der gravitativen Phänomene, so wird ersichtlich, dass in erster Linie die tektonischen Strukturen, insbesondere die Lage der Störungen und damit assoziierter Kluftscharen und deren Verschnitt mit dem ursprünglichen Relief entscheidend sind und nicht der Verlauf der Lithologien. Mustergültig ist dies an den Flanken der störungsgebundenen Täler des Saukaser- und des Aubaches (Abb. 67) zu sehen, wo die Abrisskanten quer zum Streichen der Lithologien und der Schieferung auftreten. Insbesondere der Saukasergraben zählt zu den Tälern, dessen Einzugsgebiet prozentual gesehen am stärksten von Massenbewegungen geprägt ist. Diese Verknüpfung der Massenbewegungen an Relief und Sprödstrukturen ist auch sehr klar in der Umgebung des Paß Thurn zu erkennen, wo ja der massive Eisfluss zu einer enormen glazialen Erosionsleistung samt Ausweitung des Durchflussquerschnittes führte (Kap. 5.5.1). Die Massenbewegungen an der Westflanke des Schellenberges (2.048 m) zeugen von der Ausgleichsbewegung als Resultat der glazialen Übersteilung. Auch das obere Einzugsgebiet von Saalach und Schwarzache (Hörndlinger Graben) ist massiv durch sackende Talzuschübe geprägt, sodass, wie von HEINISCH (1993) angemerkt, nur mehr ein V-Tal anstatt eines glazial geprägten Tales mit einem U-förmigen Querschnitt vorliegt.

In der **Uttendorfer Schuppenzone** sowie in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft innerhalb der **Innsbrucker Quarzphyllitzone** und der Glemmtal-Einheit ist die Ausprägung der Schieferung für das mechanische Verhalten prägend. Entsprechend dem dominanten Salzachtal-parallel Streichen der Schieferung ($\pm$ E–W bis WNW–ESE) und den saigeren bis steil in den Hang einfallenden Fallwerten erfolgte die Entlastung zum Salzachtal häufig als tiefgreifende Kippung, im Speziellen in Form der Biegekipppung („*flexural toppling*“). Beispiele hierfür mit schönen antithetischen Brüchen sind der Bereich Plattwald (NNE Mühlbach) sowie die Südabhänge von Stimmelhöhe (1.805 m) und Pihappenkogel (2.117 m). Gerade in letzterem Fall ist anhand der Änderung der Strukturen mit der Hangposition sehr gut das Herauskippen nachvollziehbar (HEINISCH, 1996). So liegt im tief eingeschnittenen Manlitzbach

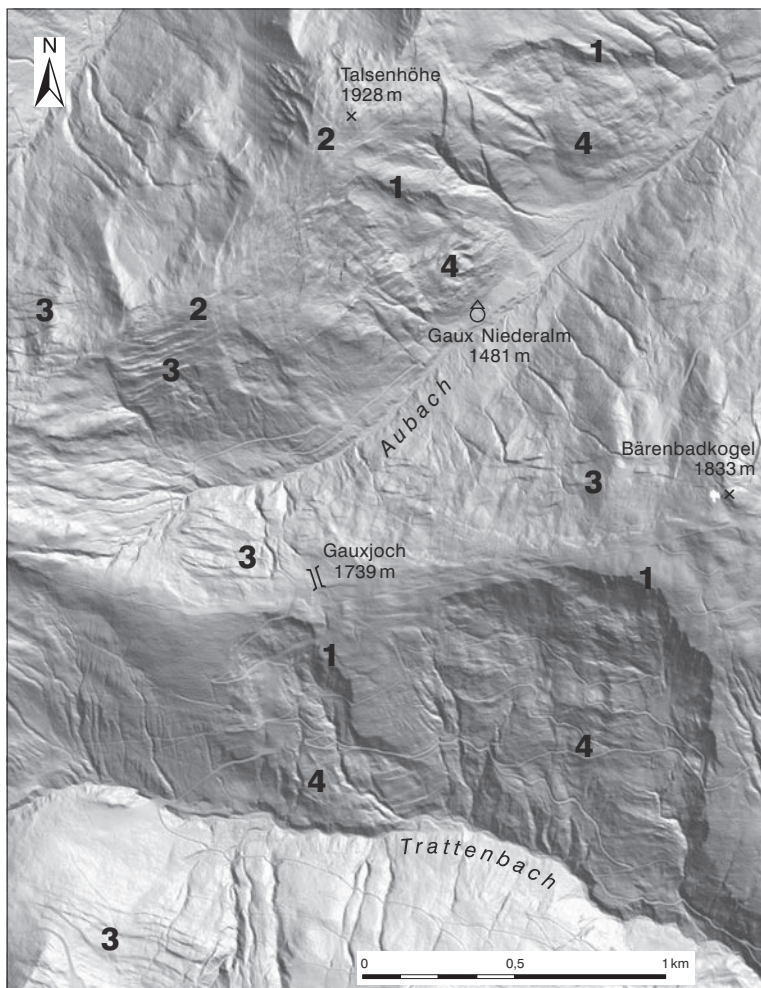


Abb. 67.
Laserscanbild-Massenbewegungen im oberen Aubach und im Mittelteil des Trattenbaches. Zu sehen sind antithetische Brüche, die auf tiefgreifende Kippungen hinweisen. Daraus haben sich Abrisskanten mit Rutschköper entwickelt (Quelle: Laserscan-Daten Land Tirol).
1 Abrisskante, 2 Zerrspalte, 3 Antithetischer Bruch, 4 Rutschmasse (versackte Felspartie, z.T. im Verband in Schollen und Blockwerk aufgelöst).

eine saigere Lagerung der Foliation vor, wogegen am Hang nur flache Lagerung ersichtlich ist. Dort, nördlich Pirtendorf, ist dann noch im unteren Drittel des Gesamthanges der Abriss einer klassischen Sackung entwickelt. Der Übergang von Kippung zu Sackung (Talzuschub) ist auch in den aus Quarzphyllit aufgebauten Salzachhängen östlich der Ortschaft Mühlbach ersichtlich. Aber auch Richtung Norden findet man durch Toppling geprägte Hänge, so im Unterlauf des Trattenbaches beim Näßlinger Wald innerhalb der Uttendorfer Schuppenzone.

In der **Hochhörndler Schuppenzone**, einer bedeutenden tektonischen Scherzone mit einer enormen lithologischen Vielfalt (Kap. 4.3.2), die in Scherkörpern vorliegt, ist schon aufgrund der Genese eine prinzipielle Grunddisposition für Böschungsversagen gegeben. Die bekannteste Massenbewegung in dieser Zone ist jene der **Brunnalm**, einem ehemaligen Bergbaugebiet im Einzugsgebiet des Rettenbaches und Himmeltalbaches, dessen Fußbereich schon auf Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger liegt. Die letzte Beschreibung wurde von HELLETSCHMIDT-ALBER (2000) unter Berücksichtigung der geotechnischen Analyse von HOHENBÜHEL (1981) gegeben. Es handelt sich hierbei um einen vermutlich kriechenden Talzuschub, dessen Abrissbereich mit dem Jufenkamm gegeben ist. Die randliche Begrenzung gegen Süden wird durch die prägnante Störung im Himmeltalbach gebildet. Die Hauptmasse besteht aus Metapeliten der Löhnersbach-Formation, die im Zuge der gravitativen Deformation schon Übergänge zu veränderlich fester Konsistenz zeigen, mit Einschaltungen von Metatuff und devonischen Karbonaten. Die Erosion durch die beiden Wildbäche am Hangfuß sorgt für eine anhaltende Aktivität dieser Massenbewegung, die weiters durch komplexe Bergwasserverhältnisse (inklusive Versickerungen von Oberflächenwässern) befördert wird. Der anhaltende Geschiebeandrang von den zerrütteten Flanken manifestiert sich auch in einem gegen Westen vorbauenden großen Schwemmfächer (bei Ghf. Schirast; Blatt 121). Dadurch wird die Aschauer Ache an den Gegenhang gedrängt, unterschneidet und destabilisiert so den Fuß des Gaisberges und verursacht dort, quasi als Fernwirkung des Brunnalm-Talzuschubes, kleinere Massenbewegungen.

In den massigen Karbonaten der **Wildseeloder-Einheit** treten gravitative Phänomene nur am Rand auf, nämlich dort, wo diese aufgrund der tektonischen Verhältnisse von mechanisch inkompetenten Gesteinen wie Metasedimenten der Hochhörndler Schuppenzone oder der Gröden-Formation unterlagert werden (Versagen „Hart auf Weich“, siehe unten).

Am Südrand der **Nördlichen Kalkalpen** dokumentiert die enorme Nische an der Südflanke der **Buchensteinwand** (1.456 m) anhaltenden Massenabtrag, der durch die tektonischen und lithologischen Gegebenheiten kontrolliert ist (JARITZ, 1997). Dabei lagert einem aus Tonschiefern, Tonmergel und Sandsteinen bestehenden mächtigen Sockel aus Perm–Untertrias (**38–41**) eine Abfolge aus Gutensteiner Dolomit (**36**) und Steinalmkalk (**35**) auf, wobei durch ein intensives Störungsmuster und Verschuppungen die Lagerungsverhältnisse weiter verkompliziert werden. Durch geringe Erosions- und Verwitterungsresistenz der feinklastischen Sequenz, insbesondere der Werfen-Formation (**38**) wurde und wird das Hangwiderlager der hangenden Dolomit- bzw. Kalkplatte der Gipfelregion der Buchensteinwand sukzessive entfernt. Letztere reagierte als vergleichsweise starres, mechanisch kompetentes Element mit spröde brechender Deformation. Zeugnisse dieser Situation „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1989) finden sich im Bereich der Gipfelregion in Form einer intensiven, mehrscharigen, offenen (bis mehrere Dezimeter) Zerklüftung, Abtreppungen, Bildung einzelner freistehender Felstürme, Querbrüche im östlichen Abschnitt sowie der Ausbildung einer schwachen Doppelgratbildung in Streichrichtung der steilstehenden, ca. E–W streichenden Hauptklufschar (auf Blatt 123). Es ist zu vermuten, dass letztlich das Hangversagen und der sukzessive Massenabtrag seit der Eiszerfallsphase so, wie auch heute ersichtlich, über kleinere Felssturz- und Steinschlagereignisse erfolgten. Ein derartiges Szenario erscheint aufgrund der kleinstückigen Zerlegbarkeit des Ausgangsmaterials (Dolomit) durchaus plausibel. Jedenfalls fehlt im Fußbereich bzw. im südlichen Vorfeld eine für große Felssturz- bzw. Bergsturzereignisse charakteristische Akkumulation riesiger, oft hausgroßer Blöcke.

Am Südrand des **Tauernfensters** sind gravitative Phänomene in den Gesteinen des **Venediger- als auch des Modereck-Deckensystems** trotz +/- Salzachtalparallelen Streichens der Lithologien und Schieferungsflächen relativ selten entwickelt. Großräumigere Massenbewegungen sind einerseits, wie im Einzugsgebiet des Wilhelmsdorfer Grabens, mit phyllitischen und schiefrigen Gesteinen des Peitingalm-Komplexes (**128–130**) verknüpft, wo im aufgelockerten Böschungsfuß des Talzuschubes die Quellen für die Wasserversorgung von Mittersill sitzen (siehe auch Kap. 8). Andererseits dürfte die Hangbewegung im Prasinit (**131**) bei der Platte und der Pölsneralm mit dem Auftreten von Sprödstörungen verbunden sein.

6.4.3. Holozän

11 Grobblockwerk, Bergsturzblockwerk

Grobblockiger, eckiger Schutt ist einerseits unterhalb von Steilwänden bzw. von Steilstufen in massigen und festen Gesteinen zu finden. Zumeist handelt es sich um relativ kleinräumige Felssturzb lagerungen. Beispiele finden sich auf der Nordseite der aus mesozoischen Karbonaten aufgebauten Buchensteinwand (siehe auch **12**), in der Umgebung des Kitzbüheler Horns (devonische Karbonate) oder am Rand der aus Metabasiten, meist Metabasalten, aufgebauten Gebirgsstöcke der Gebra und des Bischof. Ein weiteres größeres derartiges Vorkommen liegt am Ostrand des aus Metabasalt aufgebauten Geißstein, im Talschluss des Vogelalmgrabens (HEINISCH, 1997). Andererseits wurden auch Bereiche, die aus massigen Lithologien und da ganz besonders aus Schattberg-Formation bestehen, wenn sie von tiefgreifenden Massenbewegungen erfasst wurden, so klassifiziert.

10 Starker Geschiebeandrang von den Flanken

Mit dieser Signatur wurden frische Hanganrisse in steilen Abschnitten von Wildbächen markiert, die aufgrund von Gerinne-Erosion bzw. durch die Schurfkraft des weiter talwärts abgefahrenen Lockergesteins entstanden sind. In den Wildbachgräben lagern weitere enorme Mengen von unverfestigtem Material, die, wie letztmals die Unwetter 2013 (Tafel 7/ Fig. 4) gezeigt haben, leicht erodierbar und damit im Zuge von Murenereignissen mobilisierbar sind.

Mittels dieser Signatur sind die aus geologischer Sicht aktiven und damit auch letztlich potenziell gefährlichen Wildbäche charakterisiert, wobei die aktuelle Gefährdungssituation laufend von der Wildbach- und Lawinenverbauung in Zell am See bzw. Wörgl beurteilt wird. Die meisten dieser Gerinne haben (tiefgreifende) Massenbewegungen in ihrem Einzugsgebiet. Für das Einzugsgebiet der Tiroler Ache wären hier besonders der Saukaserbach, die Schwarzache und Klausenbach erwähnenswert. Im Salzacheinzugsgebiet sind der Mühlbach und der Wilhelmsdorfer Graben besonders auffallend. Demgegenüber erfolgten die Anrisse im Bürgerbach (bei Hollersbach), wo auch eine geologische Studie von TEICHMANN (1986) verfügbar ist, und im Scheiterbach (am Ausgang Stubachtal; Tafel 7/ Fig. 4) überwiegend in glazialen bis fluvio-glazialen Lockersedimentmassen.

9 Hangschutt, Schuttkegel

Hangschutt besteht aus eckigen Gesteinsbruchstücken unterschiedlicher Größe und tritt zumeist unterhalb von Steilwänden und Steilstufen auf, wo dieser eine überwiegend rein gravitative Ablagerung darstellt. Bei einem Schuttkegel wurde das Material in steilen Rinnen teils infolge episodischer Starkregenfälle, teils durch Lawinen transportiert. Die Materialbereitstellung erfolgte und erfolgt noch immer

weitgehend durch Frostsprengung. Diese wirkt in erster Linie entlang der wasserwegigen Trennflächen (Klüftung, Schieferung). Die Übergänge zu Grobblockwerk sind entsprechend der lithologischen Charakteristika fließend.

Zum Teil wurden auch Bereiche mit Massenbewegungen in komplexen, lithologischen Abfolgen, mit im bewegten Abschnitt nicht mehr auflösbarer Geologie als Hangschutt dargestellt (16–13).

8 Sinterkalk (bei Enzing)

Am Ausgang des Stubachtales nordwestlich von Enzing treten stark Karbonat-gesättigte Grundwässer aus einer Schutthalde mit Kalkglimmerschieferblöcken aus. Beim Überströmen von Pflanzenresten wird Karbonat gefällt. Im Laufe der Zeit hat sich hier ein kleines Vorkommen von hohlraumreichen Sinterkalken gebildet.

7 Hochmoor

6 Niedermoor, Vernässung

Moore werden unterschiedlich definiert. Aus geologisch-bodenkundlicher Sicht sind Moore Torflager mit einer Mindestmächtigkeit von 30 cm und einem Mindestgehalt von 30 % toter organischer Substanz. Nach OVERBECK (1975) sind Moore Torflagerstätten mit der den Torf bildenden Pflanzendecke. Nach der Moordefinition im Österreichischen Moorschutzkatalog von STEINER (1992) sind Moore Biozönosen, die zur Bildung biogener Substrate – vor allem Torf, aber auch Mudde, Quellkalk, Seekreide etc. – unter hygrisch bis semiterrestrischen Bedingungen befähigt sind, gemeinsam mit diesem Substrat, egal welcher Mächtigkeit.

Moore sind durch das Vorhandensein von Torfen in natürlicher Schichtung und einer typischen Vegetationsbedeckung gekennzeichnet. Torf entsteht durch kontinuierliche Ablagerung des unter Wasser nicht vollständig zersetzten Pflanzenmaterials. Der Torfzuwachs beträgt nur etwa 1 mm/Jahr. Man unterscheidet zwischen den ausschließlich von Niederschlagswasser gespeisten **Hochmooren (7)** und den vom Grundwasser abhängigen **Niedermooren (6)**. Die beiden Moortypen unterscheiden sich grundlegend in der Pflanzendecke.

In Niedermooren ist die Oberfläche flach und vorwiegend mit Seggen bewachsen. Bei Niedermooren sind verschiedene hydrologische Moortypen zu unterscheiden (STEINER, 1992). Diese Moore sind nährstoffreicher und nicht so sauer. In Bereichen mit stauender Nässe, auf sumpfigen Wiesen mit spezifischen Vegetationstypen, entwickeln sich vergleyte und anmoorige Böden oder unter stabilem Wasserüberschuss Niedermoore mit Torfbildung, die hier unter **Vernässung, Niedermoore (6)** subsummiert sind.

In den **Hochmooren (7)** sind wenige hochspezialisierte Arten, vor allem Torfmoose und Zwergsträucher (Erikagewächse), dominant. Charakteristisch sind die pfannenartig gewölbte Oberfläche (daher die Bezeichnung Hochmoor) und das Randgehänge. Diese Moore sind extrem nährstoffarm und sauer. Häufig sind auch Übergangsmoore, die noch einen gewissen Grundwassereinfluss in der Vegetation zeigen. Im Kartengebiet sind alle genannten Moortypen zu finden. Die Moore liegen in der Grundmoränen- und Toteislandschaft des Salzach- und Chiemsee- bzw. Kitzbüheler Achengletschers. Die meisten Moore sind zumindest teilweise nicht im ursprünglichen Zustand und wurden durch Entwässerung, Torfstich und Beweidung beeinträchtigt.

Nr.	Name	Kom- plexe	Gruppe	Bundes- Land	Gemeinde	Natur-Raum
1	Vorderegg Filz		Moore am Paß Thurn	Salzburg	Mittersill	Kitzbüheler Alpen
2	Wasenmoos*)	Wasen- moos	Moore am Paß Thurn	Salzburg	Mittersill	Kitzbüheler Alpen
3	Rankenkopfmoor		Moore am Paß Thurn	Salzburg	Mittersill	Kitzbüheler Alpen
4	Unterer Bärenfilz		Moore am Paß Thurn	Salzburg Tirol	Mittersill	Kitzbüheler Alpen
5	Oberer Bärenfilz: Moor bei der Jagd- hütte		Moore am Paß Thurn	Salzburg	Mittersill	Kitzbüheler Alpen
6	Moor N Schellenbergalm		Moore am Paß Thurn	Salzburg	Mittersill	Kitzbüheler Alpen
7	Schwarzsee/ Kitzbügel N S und E		Schwarz- see/ Kitzbügel	Tirol	Kitzbügel	Tal- und Beckenzone St. Johann
8	Lutzenberg*)			Tirol	Kitzbügel	Tal- und Beckenzone St. Johann
9	Giering: Moor W Gieringer Weiher*) Gieringer Weiher SW Gieringer Weiher N	Gieringer Weiher	Moore beim Gieringer Weiher	Tirol	Kitzbügel	Tal- und Beckenzone St. Johann
10	Hasenmoos*)			Tirol	Kitzbügel	Tal- und Beckenzone St. Johann
11	Reithermoor			Tirol	Fieberbrunn	Tal- und Beckenzone St. Johann
12	Moor am Lauchsee			Tirol	Fieberbrunn	Tal- und Beckenzone St. Johann
13	Schwefelbad			Tirol	Fieberbrunn	Tal- und Beckenzone St. Johann
14	Torfmoos: Moor bei Roseneegg			Tirol	Fieberbrunn	Tal- und Beckenzone St. Johann
15	Mühlauer Moos			Tirol	St. Jakob in Haus	Tal- und Beckenzone St. Johann
16	Moor am Rauber*)			Tirol	Aurach	Kitzbüheler Alpen

Tab. 2.

Moore im Bereich des Kartenblattes 122 Kitzbügel nach STEINER (1992). Geologischer Untergrund modifiziert entsprechend der geologischen Karte, Blatt 122 Kitzbügel.

*) Moore mit Pollenprofil, ND – Naturdenkmal.

Moortyp	Untergrund	Geomorphologie	Besitz	Schutz	See- höhe (m)	Fläche in ha
Regenmoor	Phyllit (85)	Hangmulde	ÖBf AG		1.160	2,8
Regenmoor teilabgetorft	Phyllit (85)	Sattelvebning	ÖBf	ND	1.190	15,7
Übergangsmoor	Phyllit (85)	Hangverflachung	ÖBf		1.430	1,9
Übergangsmoor	Phyllit (85)	Hochtalboden	ÖBf		1.330	
Übergangsmoor	Phyllit (85)	Hangverflachung	ÖBf		1.500	1,5
Quellmoor	Schattberg-Fm. (70)	Hang	privat		1.710	1,3
Verlandungsmoor Übergangsmoor Übergangsmoor	Seeton	Seebecken	privat		795	15,6
Hochmoor abgetorft	Grundmoräne (30)	Sattelvebning	privat	ND	815	1,5
Hochmoor teilentwässert Übergangsmoor	Grundmoräne (30)	Kuppenvereb- nung	privat		820	2,3
		Hangverflachung	privat		760	4,2
Durchströmungsmoor		Hangverflachung	privat		760	3,6
Hochmoor abgetorft Regenerationskomplex	Grundmoräne (30)		privat		770	6
Übergangsmoor	Gröden-Fm. (41), Moränenstreu (24)	Hangverflachung	privat		830	1,7
Übergangsmoor beeinträchtigt	Grundmoräne (30)	Sattelvebning	privat		843	2,3
Regenmoor teilabgetorft	Gröden-Forma- tion (41)	Sattelvebning	privat		815	3,2
Regenmoor teilabgetorft	Grundmoräne (30)	Sattelvebning	privat		850	3,2
Durchströmungsmoor	? Schluff in Staukörper am Eisrand (22)	Hangverflachung	privat		840	7,4
Überrieselungsmoor	Löhnersbach- Fm. (74)	Hang	privat		1.700	1

a) Moorgruppe am Paß Thurn (Nr. 1–6 in Abb. 68, Tab. 2)

In der Grauwackenzone nahe am Paß Thurn befindet sich in der von einem mächtigen Seitenzweig des Salzachgletschers überschliffenen Rundhöckerlandschaft der Kitzbüheler Alpen einer der größten und bedeutendsten Moorkomplexe des zentralen Hochgebirgsteiles der Ostalpen, von dem einige Moorflächen auf der geologischen Karte ausgewiesen wurden. Die Moore liegen den tektonischen Gebirgsstrukturen folgend meist hangparallel auf Sätteln und Senken in von eiszeitlichen Sedimenten gefüllten Wannen und Mulden, die der Gletscher geschürft hat. Die Geomorphologie, die stauenden Sedimente (Grundmoräne, **30**), das niederschlagsreiche (> 1.200 mm Jahresniederschlag), raue Klima der höheren Lagen und das reiche Wasserangebot durch kleinere Bäche und kalkhaltige Quellen boten äußerst günstige Voraussetzungen für Entstehung und Wachstum der Moore.

2004 wurde eine Moorgruppe von 13 Mooren mit dem **Ramsar**-Prädikat ausgezeichnet und sind damit als besonders schützenswerte Feuchtlebensräume international bedeutend („*Mires of Pass Thurn has been designated as a wetland of international importance*“).

Die Ramsar-Konvention ist ein internationales globales Naturschutzübereinkommen für Feuchtgebiete, die 1971 in der iranischen Stadt Ramsar gegründet wurde und der Österreich 1983 beigetreten ist. Diese Konvention hebt besonders intakte Moore als Feuchtgebiete mit elementaren ökologischen Funktionen als Regulatoren des Wasserhaushaltes, für den Klimaschutz als Kohlendioxidspeicher und als Standorte mit hoher biologischer Vielfalt hervor. Moore gehören zu den am meisten bedrohten Lebensräumen und sind vielfach teilweise oder gänzlich zerstört. Der Verlust der Moore verursacht irreparable Umweltschäden. Nach den Grundsätzen der Ramsar-Konvention sollen diese Feuchtgebiete möglichst wieder hergestellt und saniert werden.

Die Gesamtfläche unterschiedlicher Moortypen des Ramsargebietes am Paß Thurn beträgt 39,905 ha. Zum Ramsargebiet gehören auch die an die Moore angrenzenden Wälder, die bachbegleitenden Grauerlen-Bruchwälder und kleine Almflächen. Damit umfasst die geschützte Moorlandschaft am Paß Thurn eine Fläche von insgesamt 190 ha.

Vegetation und Ökologie der Moorflächen des Ramsargebietes am Paß Thurn wurden eingehend behandelt (KEUSCH, 2004; KEUSCH & STEINER, 2005).

Das größte und bekannteste Moor ist das **Wasenmoos** (Wasen = Torfziegel oder Rasenstück, „Moos“ ist im Salzburger/Bayerischen Raum die Bezeichnung für Moor mit hohem Torfmoosanteil).

Dieses Moor war sicher ursprünglich ein waldfreies, gewölbtes Hochmoor. Durch intensiv lange Torfnutzung und die dafür notwendige Entwässerung trocknete etwa die Hälfte der Hochmoorfläche aus und die spezialisierten Arten der Moorvegetation verschwanden, Gehölze – Birken und Fichten – konnten sich ausbreiten. Es ist ein Moorkomplex mit verschiedenen Moortypen unterschiedlicher Hydrologie entstanden. Die Nutzung des Torfes erfolgte in zwei Perioden. Von 1783 bis 1819 wurde Torf gestochen und zum Sieden von Kupfervitriol und für die Produktion von Schwefel nach Mühlbach bei Bramberg im Salzachtal transportiert. Pro Jahr wurden 450 m³ gestochen (SCHREIBER, 1913). Torf wurde mit Tragtieren auf dem „Wasenmoosweg“ (alte Schreibweise) ins Tal transportiert. Das Vitriolwerk schloss 1819 wegen Absatzmangels. Der Torfstich muss aber bald wieder aufgenommen worden sein, denn 1841 wurde von KÜRSINGER (1841) von einer Torfstecherei berichtet, die dem Berg- und Hüttenamte Mühlbach gehörte, und in der „gefallene ledige Weibspersonen und ihre Verführer“ als Strafe eine Zeit lang Torf stechen mussten, weshalb das Sprichwort üblich war, der oder die verdiente auch in das Wasenhäusl

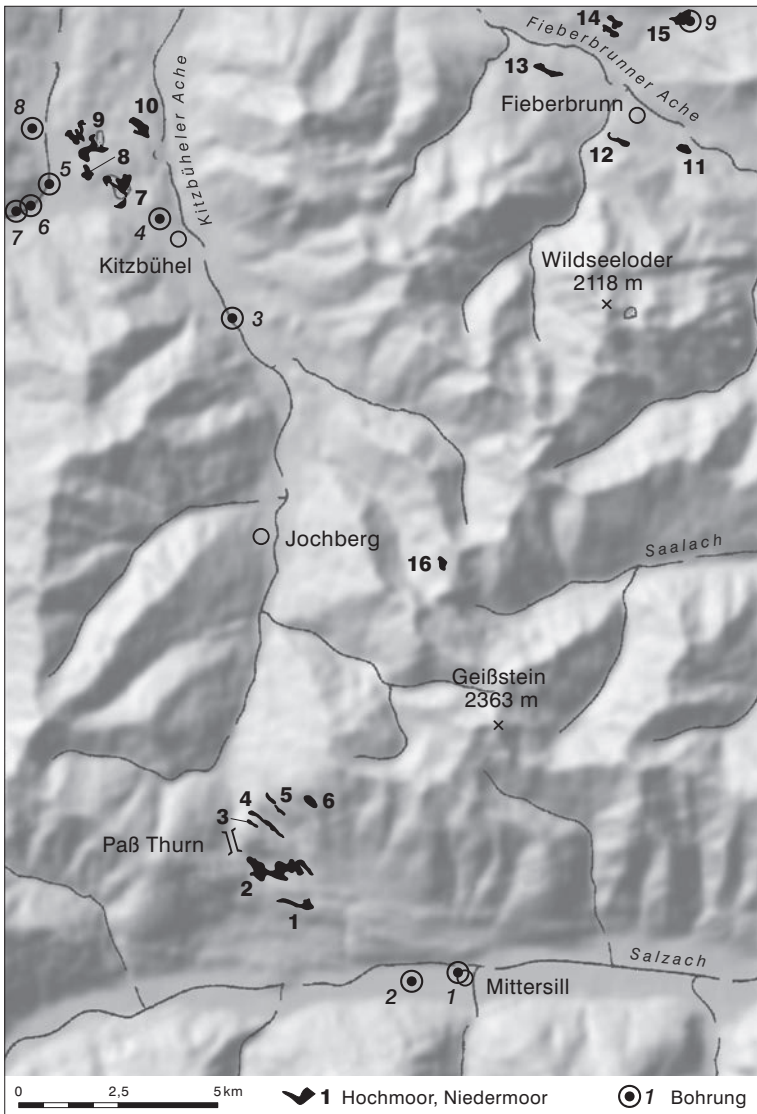


Abb. 68.
Lageplan der genannten Moore (mit Nummern nach Tabelle 2) und der Bohrungen auf Kartenblatt 122 Kitzbühel.

zu kommen. Dann verfielen die Stiche (SCHREIBER, 1913). 1901 begann die zweite Periode des Torfabbaus mit neuerlicher Entwässerung im Wasenmoos, weil Torf als Stalleinstreu in der Landwirtschaft benötigt wurde. Nur Hochmoortorf war dafür sehr gut geeignet. 1903 wurden bereits 90.000 Ziegel entnommen. Torf wurde nicht senkrecht gestochen, sondern waagrecht mit Handspaten geschnitten (Abb. 69).



Abb. 69.
Torfabbau im Wasenmoos in den 1950er Jahren (Foto: Österreichische Bundesforste AG, Forstbetrieb Mittersill).

Die 1907 errichtete Bahntrasse ist heute noch im Gelände als Damm und Graben erkennbar. Die getrockneten Torfziegel (Soden) wurden in der kleinen Betriebsbahn ins Streutorfwerk an der Geländekante zur Paß-Thurn-Straße transportiert und zur Einstreu für die umliegenden Bauern verarbeitet. 1963 wurde der Betrieb eingestellt.

Die Beweidung nach alten Weiderechten aus dem 19. Jahrhundert schädigte das Moor ebenfalls. 1978 wurden im Wasenmoos 11 ha Naturdenkmal nach Salzburger Landesrecht. Ab 2003 und 2004 erfolgten in den stark gestörten Moorbereichen im Rahmen des Projekts „Aktiver Moorschutz“ der Österreichischen Bundesforste, des WWF und unter wissenschaftlicher Beratung der Universität Wien Renaturierungsmaßnahmen durch Einstau der Entwässerungsgräben im Nordteil des Moores, Auszäunen des Weideviehs, Schwenden und Abschrägen der Torfstichkanten. Der Wasserspiegel wurde durch Querdämme aus Lärchenholz in den Entwässerungsgräben angehoben und führt zu einer allmählichen Wiederansiedelung moorspezifischer Vegetation. Die Funktion der über Jahrtausende gewachsenen Moore als Archive der Vegetations-, Siedlungs- und Klimageschichte ist trotz Renaturierung entwässerter, abgetorfte Moore nicht wiederherstellbar.

Nach den Grundsätzen der Ramsar-Konvention sollen die Besonderheiten des Moorstandortes auch für die Öffentlichkeit verständlich gemacht werden und zugänglich sein, um die besondere Schutzwürdigkeit klarzumachen. Dieser Grundsatz wurde im Wasenmoos in einem Projekt mit dem Bundesoberstufenrealgymnasium Mittersill vorbildlich umgesetzt (siehe Exkursion in Kap. 11.5). Die Betreuung des Wasenmooses erfolgt weiterhin durch Projekte für Schutz-, Bildungs- und Informationsmaßnahmen, die von ÖBF, Forstamt Mittersill und dem Moorverein Wasenmoos umgesetzt werden.

Besonders bemerkenswert ist das vereinzelte Vorkommen stark gefährdeter botanischer Raritäten: So tritt die Zwergbirke, ein Eiszeiterelikt, gleich zu Beginn am Rand des Erlebnisweges und vereinzelt im nicht zugänglichen noch im Urzustand erhaltenen Latschen-Hochmoor auf. Dazu gehören auch eine seltene Orchideenart (Traunsteiner Knabenkraut), drei fleischfressenden Pflanzen (Rundblättriger Sonnentau, Fettkraut und Wasserschlauch) und die Drachenwurz. Eine Besonderheit ist auch die von einem Bächlein überflutete Niedermoorfläche mit Teichschachtelhalm im Nordwesteck des Wasenmooses.

In einem Moorprofil am Rande des zentralen Torfstichs konnte durch Pollenanalyse (Thementafel 9, „Das Moor als Archiv“) und Radiokarbondatierungen Alter, Entstehung des Moores und Ablauf der Vegetationsentwicklung seit der Späteiszeit verfolgt werden (BORTENSCHLAGER, 1976). Das Torfwachstum begann entsprechend einem kalibrierten ^{14}C -Datum im Spätglazial um 14 ka BP, als es in den Tallagen bereits mehr oder weniger geschlossenen Wald gab. Die Torfmächtigkeit an der Stichwand betrug 3 m. Die oberste Torflage wurden abgetorft, und daher konnte die Vegetationsentwicklung nicht bis zur Gegenwart erfasst werden. Es liegt auch eine ältere pollenanalytische Untersuchung aus einem Bohrprofil vom Wasenmoos vor (SARNTHEIN, 1948; Wasenmoos als Filzmoos bezeichnet).

In die Fichten-Heidelbeerwälder eingebettet liegen auf der Südseite des Schellenbergkogels die übrigen 12 wesentlich kleineren Moore (0,4–3,3 ha) des Ramsargebietes. An diesen Mooren führt der 7 km lange Möserrundweg auf Forstwegen vorbei (Mehrzahl von Moos = Möser). Bei jedem Moor wurde eine Informationstafel aufgestellt, auf der anschaulich das Wesentliche über das Moor zu erfahren ist. Eine Verlängerung des Weges ist der 2 km lange „Buamahäusl“ Rundweg, der an weiteren Moorflächen vorbeiführt.

Die Moore wurden und werden mit Ausnahme einer Beweidung nicht genutzt und sind natürlich bis naturnahe erhalten.

Diese Moore sind Komplexe verschiedener hydrologischer Typen je nach Hangneigung mit entsprechender biologischer Vielfalt. Am oberen Ende sind teils Quellmoore entstanden mit basischen Wässern durch Kalkeinlagerungen in den Schiefergesteinen, die sich hangabwärts in Überrieselungs- oder Durchströmungsmoore mit abnehmenden Basengehalt fortsetzen. Auch Hochmoorflächen sind anzutreffen, wie das Moor „Unterer Bärenfilz“ Westteil, in 1.340 m, 1 ha (Moor 1 bei KEUSCH, 2004; KEUSCH & STEINER, 2005), das auch in der geologischen Karte als solches ausgewiesen wurde.

Das Moor „Unterer Bärenfilz“ südlicher Teil (1.320–1.340 m SH, 2,5 ha) liegt im Talboden zwischen Rankenkopf und dem Schellenbergkogel und ist ein Niedermoor mit einem schmalen Hochmoorstreifen. Der „Obere Bärenfilz“ (1.360–1.520 m SH, 4 ha) sind sechs getrennte Moore, die meist hangparallel an der Südwestflanke des Schellenbergkogels oberhalb des Möserrundweges liegen. Es sind Durchströmungsmoore, Niedermoore mit einem knapp unter der Mooroberfläche fließenden Grundwasserstrom.

Weitere Hochmoorflächen sind Wurzach Anger (1.195–1.220 m SH, 3 ha) nördlich vom Wasenmoos. In diesem Moor ist das für Hochmoore typische Relief von wassergefüllten „Schlenken“ und trockeneren kleinen Hügeln („Bulte“) zu beobachten. Von den „Unteren Buamahäuslmösern“ ist der Westteil des südlichen Moorstreifens (1.180–1.210 m SH, 1,5 ha) ein Latschenhochmoor.

Weitere Moore sind drei vereinzelte Niedermoorflächen am Nordosthang des Rankenkopfes (Hintere Haidler Asen, 1.370–1.400 m SH, 1,5 ha) und drei zusammenhängende Niedermoore westlich des Südostendes vom Moor „Unterer Bärenfilz“.

Außerhalb des Ramsargebietes gibt es südöstlich gelegen bemerkenswerte Moorflächen, wie das Moor bei Hochrain-Reith, ein Übergangsmoor oder den Rest einer größeren Hochmoorfläche, den Filz, östlich vom Hof des Vorderegg.

Auch in tieferer Lage im Süden des Ramsargebietes liegen mitten im Wald beim Lämmerbichl eingebettet kleine Hochmoore im NE vom Sonnberggut oder nahe beim Hof Mitterhaid.

(b) Moore am Schwarzsee, Naturschutzgebiet seit 1984 (Nr. 7 in Abb. 68, Tab. 2)

Das Mooregebiet liegt direkt am südöstlichen bis nördlichen Teil des Schwarzsees im Verlandungsbereich des Sees, der ein Grundwasser verfülltes Toteisloch ist (Kap. 5.5.2). Durch das Schutzgebiet führt ein Weg, der auch Teil des Kapitels 11.3. ist und auch an wallförmigen Oser (21) vorbeiführt.

Das Moor am Schwarzsee zeichnet sich durch eine Vielfalt an Pflanzengemeinschaften aus. Es sind Gesellschaften der Schwingrasen, Torfmoosgesellschaften mit Hochmoorzeigern in der Übergangsmoorvegetation sowie durch ehemalige Streuwiesennutzung bedingte Pflanzengesellschaften mit Großseggenbeständen und Hochstaudenfluren zu sehen.

Das Mooregebiet ist durch eine große Zahl sehr seltener Pflanzenarten charakterisiert: Traunsteiner Knabenkraut, Drachenwurz, rundblättriger Sonnentau und der sehr stark gefährdete langblättrige Sonnentau. Die fehlende Streuwiesennutzung verursacht eine zunehmende Verbuschung durch Faulbaum und Birken. Die Moorwiesen grenzen im nördlichen Teil an die Hangwiesen der Drumlins. Durch den starken Fremdenverkehrsdruck mit Badebetrieb ist das Moor trotz Schutzstatus gefährdet. Die Torfmächtigkeit beträgt mindestens 3 m.

(c) Moore am Bichlach

Das Bichlach im Nordwesten von Kitzbühel ist eine vom Kitzbüheler Achengletscher geformte Grundmoränen- und Rundhöckerlandschaft mit sanften Hügeln, die häufig aus Drumlins (30) bestehen. Innerhalb davon liegen die Moore Giering, Lutzenberg und Hasenmoos, die teilweise durch langjährigen großflächigen Torfabbau zerstört oder verändert wurden. Von diesen Mooren gibt es, bis zu den eiszeitlichen Ablagerungen an der Basis, Pollenprofile (BORTENSCHLAGER, 1976) mit absoluten Datierungen, die Aufschluss über den Beginn des Moorschwundes und die Vegetationsentwicklung geben.

Giering (Nr. 9 in Abb. 68, Tab. 2)

Die Moore sind Komplexe zahlreicher Moortypen (Verlandungsmoor, Überflutungsmoor, Durchströmungsmoor, Überrieselungsmoor, Übergangsmoor und Regemoor). Diese liegen in einem von Grundmoräne (30) bedeckten Gebiet.

Im Westen vom Gieringer Weiher liegt ein noch halbwegs gut erhaltenes Hochmoor mit Torfmoos-Bülten. Die schon teilweise verwachsenen Entwässerungsgräben im südöstlichen Bereich des Randwaldes am Moor führen zu einer starken Ausbreitung von Besenheide und dem Aufkommen von Birke und Faulbaum. Moose werden dadurch zurückgedrängt und dieser Teil des Moores verheidet.

Das Pollenprofil aus diesem Moor (BORTENSCHLAGER, 1976) beginnt im Ton bei 530 cm mit Zeigern einer waldfreien Vegetation des Spätglazials. Die organische Sedimentation setzt nach dem kalibrierten ^{14}C Datum bei 15–16 ka BP in der Phase der initialen Wiederbewaldung ein. Das Torfwachstum begann mit Seggentorf in 4,80 m Tiefe am Ende der Jüngeren Dryas nach der kalibrierten ^{14}C Datierung

12 ka BP. Der Hochmoortorf (Sphagnumtorf) ist 3,70 m mächtig. Die Vegetationsentwicklung konnte bis in die jüngste Zeit der Veränderungen der Vegetation durch menschliche Tätigkeiten mit Rodungen und Ackerbau in den obersten 150 cm des Torfprofils verfolgt werden (BORTENSCHLAGER, 1976; BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER, 1981). Damit wurde erstmals mit Pollenanalyse der Nachweis früher menschlicher Siedlungstätigkeit im Raum Kitzbühel erbracht.

Lutzenberg (Nr. 8 in Abb. 68, Tab. 2)

Das ehemalige Hochmoor auf einem aus Grundmoräne (30) aufgebauten Sattel wurde durch langjährigen Torfabbau für die Montanwerke Brixlegg und für Moorbäcker der Kuranstalt in Kitzbühel zerstört und ist ein Birkenwald. Die Böschung des Torfstichs ist verwachsen und im Gelände zu sehen. Im Graben wächst die seltene Drachenwurz. Das Moor wurde 1973 zum Naturdenkmal. Nach dem Radiokarbonalter begann das Torfwachstum später als das Gieringmoor bei Alleröd entsprechend dem kalibrierten ^{14}C -Datum bei 13 ka BP. Aufgrund der Abtorfung ist das Pollenprofil nicht vollständig und endet im mittleren Holozän (BORTENSCHLAGER, 1976).

Hasenmoos (Nr. 10 in Abb. 68, Tab. 2)

Dieses Moor liegt in einer Senke zwischen den Drumlinrücken des Hasenberges im Norden und des Steuerberges im Süden. Nach einem Bericht (GRÜNWALD, 2004) wurde im Hasenmoos von 1931 bis in die 1950er Jahre großflächig Torfstich betrieben. Da Brennmaterial nach dem Ersten Weltkrieg knapp waren, war der Torfabbau wirtschaftlich notwendig geworden. Torf vom Hasenmoos wurde auch als Streutorf für die Landwirtschaft und als Isoliermaterial gebraucht.



Abb. 70.

Ehemaliges Torfstichgelände mit ehemaliger Abbaukante (A) mit moorspezifischer Vegetation und mit lichten Birken und Fichten. Hier erfolgt seit Ende des Abbaus die flächige Regeneration (R) des Hochmoores (Foto: J.M. REITNER).

Das Hasenmoos führte im Grundbuch die Bezeichnung „Paradieswiese“. Nach dem Zweiten Weltkrieg wurden eine kleine Schienenbahn und eine Materialseilbahn für den Torftransport gebaut. Auf dem Güterbahnhof Kitzbühel konnten 40 Waggone Torf gelagert werden.

Im Hasenmoos konnte sich aufgrund des reichen Wasserangebots aus den Niederschlägen und den umgebenden von Grundmoräne bedeckten Hängen auf den Torfflächen wieder moorspezifische Vegetation mit Torfmoosen ansiedeln. Es hat sich auf der Fläche ein hochmoortypischer Regenerationskomplex (Abb. 70) gebildet.

Das Pollenprofil von 810 cm nach BORTENSCHLAGER (1976) beginnt wie in Giering im Ton mit einer waldfreien kräuterreichen Steppenphase. Das Moorbachstum setzte nach dem kalibrierten ^{14}C Datum um 15 ka BP ein.

(d) Moore im Gemeindegebiet von Fieberbrunn und St. Jakob in Haus

Reithermoor (Nr. 11 in Abb. 68, Tab. 2)

Östlich vom Campingplatz Fieberbrunn befinden sich ein Hochmoor und ein Moorbruchwald. Den geologischen Untergrund bildet Gröden-Formation (41) mit Grundmoränenstreu (24).

Moor am Lauchsee (Nr. 12 in Abb. 68, Tab. 2)

Am östlichen Ufer des in einer von Grundmoräne (30) geprägten Landschaft eingebetteten Lauchsees hat sich ein Verlandungs-Zwischenmoor- und Hochmoorbereich gebildet

Schwefelbad (Nr. 13 in Abb. 68, Tab. 2)

Am Nordostabfall des Hochkogels befindet sich in einer durch subglaziale Schmelzwässer (18) auf Gröden-Formation (41) gebildeten Wanne ein Moorkomplex mit einem größeren und mehreren kleineren Mooren (Übergangs- und Hochmoore). Diese werden teilweise landwirtschaftlich genutzt und Aufforstung versucht.

Torfmoos (Nr. 14 in Abb. 68, Tab. 2)

Dabei handelt es sich um einen Moorkomplex mit zwei kartierbaren Flächen aus Nieder-, Zwischen- und Hochmoor mit ehemaligem Torfstich. Der geologische Untergrund wird von Grundmoräne (30) gebildet. Der nördliche Abschnitt liegt im Einflussbereich eines von der Kalkalpen-Südflanke herabziehenden Schwemmfächers.

Mühlauer Moos (Nr. 15 in Abb. 68, Tab. 2)

Im oberen Flussabschnitt des Moosbachs befindet sich im Gemeindegebiet von St. Jakob in Haus im Weiler Mühlau im zentralen Talgrund eine Niedermoorfläche (Durchströmungsmoor) auf einer Hangverflachung mit verschiedenen moortypischen Pflanzengesellschaften, die stellenweise Übergangs-Hochmoorcharakter aufweisen (ECKER & ENTHOFER, 1989). Weite Teile des Moores wurden melioriert und in Futterwiesen umgewandelt.

Moor am Rauber (Nr. 16 in Abb. 68, Tab. 2)

Das Niedermoor befindet sich im prähistorischen und historischen Bergbaugebiet, 1,5 km südlich der Kelchalm (1.760 m), bekannt für Kupferschmelzplätze der Mittleren Bronzezeit (Kap. 3.5). Durch neue detaillierte Pollenanalysen und Radiokarbondatierungen eines Bohrkerns konnte die Vegetationsentwicklung und die Veränderungen durch menschlichen Einfluss im Zusammenhang mit der Bergbau-

tätigkeit von der Bronzezeit bis in die Neuzeit rekonstruiert werden (VIEHWEIDER & OEGGL, 2013; VIEHWEIDER in FEICHTER-HAID et al., 2013).

Die maximale Torfmächtigkeit beträgt 1,5 m und das Moor begann nach der Radiokarbondatierung vor etwa 7.000 Jahren im mittleren Atlantikum mit Cyperaceen-Radicellentorf zu wachsen.

5 Schwemmfächer, Murenkegel

Am Ausgang von Seitentälern liegen deltaförmig sich verbreiternde Schüttungskörper vor. Diese wurden im Zuge von periodisch abfließenden Niederschlagswässern gebildet. Murenkegel sind generell steiler entwickelt und haben einen grobkörnigeren Aufbau als Schwemmfächer. In beiden Fällen bestimmt die Lithologie des Hinterlandes das Geröllspektrum.

Die meisten Schwemmfächer und Murenkegel wurden schon im Spätglazial nach dem Eisfreiwerden angelegt. Sie sind der traditionell bevorzugte Siedlungsraum in den immer wieder von Hochwässern betroffenen Tälern wie im Salzachtal und den Tälern der Kitzbüheler und Reither Ache. Es ist zu betonen, dass in vielen Fällen die flächige Sedimentation durch Wildbäche im Zuge von Hochwasser- und Murenereignissen bis in jüngste Zeit erfolgte (Details siehe Archiv der Wildbach- und Lawinenverbauung in Zell am See und in Wörgl) bzw. auch weiterhin auftreten kann.

4 Erosionskante, Geländekante

Darunter versteht man steile Böschungsabschnitte am Rand von Lockersedimentkörpern. Meist sind diese durch fluviatile Erosion entstanden, wie beispielsweise im Zuge des lateralen Pendelns der Kitzbüheler Ache. Bei den Staukörpern am Eisrand begrenzen die Terrassenkanten unterschiedliche Schüttungsniveaus in Eisstauseen am Rand eines abschmelzenden Gletschers.

3 Ablagerung in Talkerben (Lehm, Sand, Kies, Wildbachschutt)

Diese treten in kleinen Seitenbächen und entlang episodisch fließender Gerinne auf. Die meist sehr grobkörnigen Sedimente wurden vorwiegend während Hochwässern und teilweise im Zuge von Murenereignissen abgelagert.

2 Auenablagerung (Schluff, Sand, Kies)

Die jüngsten Ablagerungen im Talniveau der Salzach, der Kitzbüheler Ache und der Fieberbrunner Ache (flussabwärts von Fieberbrunn) wurden unter diesem Begriff zusammengefasst. Meist handelt es sich um Sedimente eines mäandrierenden Flusses, wie beispielsweise im Bereich des breiten Salzachtales schön zu sehen ist. Dort zeigen Bohrungen (vgl. KB 5/05 für Hochwasserschutzdamm, Mittersill in Kapitel 10) und auch vereinzelt Geländebeobachtungen, dass zumeist 1–4 m mächtige feinkörnige Überflutungssedimente (toniger Schluff, Sand; Abb. 71), teils mit organischen Beimengungen, sandige Kiese überlagern.

1 Anthropogener Schutt, Deponie, Bergbauhalde

Bedeutende, großflächige Areale von anthropogen verändertem Gelände (Abraumhalden, verstürzte Etagen, Rampenschüttungen) befinden sich im Tagebau Weißenstein der Magnesitlagerstätte „Bürglkopf-Weißenstein“, im Bereich von Oberndorf gelegenen „Hartsteinwerk Kitzbühel“ und im ehemaligen „Wenns-Vitlehener Kalksteinbruch“, der westlich von Hollersbach lag, heute aber weitgehend rekultiviert ist (Kap. 9). Unter (1) sind auch große Flächen verzeichnet, die sich im



Abb. 71.

Hochflutablagerungen von der letzten großen Überflutung Ende Juli 2014 im oberen Salzachtal. Im Bereich der Bahnstation Bramberg Steinach wurden dabei etwa 3 m über dem Bett der Salzach bis zu dm-mächtige Feinsandlagen (hier mit schöner Rippelschichtung) abgelagert. Blickrichtung gegen Westen (Foto: J.M. REITNER).

Bereich des Salzachtals südlich von Stuhlfelden befinden. Dabei handelt es sich um eine auf der Auenablagerung der Salzach östlich von Wilhelmsdorf gelegene Deponie der Aufbereitungsanlage der Scheelitlagerstätte Mittersill. Des Weiteren benennt der Bergbau-/Haldenkataster der Geologischen Bundesanstalt insgesamt 84 Erzmineralabbau im Gebiet des Kartenblattes Kitzbühel, die heute stillgelegt sind, deren Halden mit durchwegs geringer flächenmäßiger Ausdehnungen aber bekannt sind. Entsprechende Halden wurden im Bereich der ehemaligen Bergbau-reviere Brunnalm, Schattberg, Jochberg-Kupferplatte, Kelchalpe und Mühlbach-Brenntal im aktuellen Kartenblatt 122 verzeichnet. Weitere anthropogen veränderte Flächen (1) sind die nunmehr sanierte, südlich der Alten Wacht gelegene Hausmüll-deponie Jochberg sowie Deponieflächen, auf denen Material aus dem Stollenbau (des Kraftabstiegs Enzinger Boden-Uttendorf) abgelagert wurde. Die zweitgenannten Deponien befinden sich im Mündungsbereich des Stubachtals, sowie auf der östlichen Talflanke des Stubachtals bei Kote 1.296 m. Landschaftsveränderungen im Zuge des Ausbaus der Paß-Thurn-Straße erfolgten auch durch große Rampenschüttungen (1) im Abschnitt Jochbergwald. Es sind dies jene Bauabschnitte, die zur Zeit der Aufnahme des Kartenblattes in den 1990er Jahren abgeschlossen waren.

7. Geophysikalische Landesaufnahme

(P. SLAPANSKY & A. AHL)

Die Grauwackenzone und der anschließende zentrale Abschnitt des Tauernfensters waren in der aerogeophysikalischen Untersuchung Österreichs von Beginn an ein Schwerpunkt. Flächendeckend liegen am Kartenblatt 122 Kitzbühel aeromagnetische Untersuchungen in Form der „Aeromagnetischen Vermessung Österreichs“ (AMVÖ; HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991) vor (Abb. 72). Die aerogeophysikalischen Vermessungen der Hubschraubermessgebiete „Zell am See“ durch die BGR Hannover (SENGPIEL & KEIL, 1985) und „Kitzbühel“ durch die Geologische Bundesanstalt (SEIBERL et al., 1993) erfassen größere Anteile des Kartenblattes Kitzbühel und liefern zusätzliche detailliertere Daten zur Magnetik sowie Übersichtsdaten zu Radiometrie und Elektromagnetik. Die Ergebnisse der Magnetik (ΔT) sind in den Abbildungen 74 und 75 dargestellt. Auf die Ergebnisse von Radiometrie und Elektromagnetik wird nur cursorisch eingegangen, da die entsprechende Mess- und Auswertemethodik damals (die Messflüge fanden 1980, 1988 und 1990 statt) noch nicht wirklich ausgereift war und heutigen Standards nicht mehr genügen würde. Ein kleines Hubschraubermessgebiet im Einzugsgebiet des Löhnersbaches (zwischen Saalbach und Hochkogel; SEIBERL & PIRKL, 1994) beschäftigt sich überwiegend mit lokalen Fragestellungen und wird hier nicht näher behandelt.

7.1. Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteins kann als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Sie stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld im Gestein induzierten Magnetisierung dar. Die magnetische Suszeptibilität stellt einen wesentlichen petrophysikalischen Parameter für die Interpretation magnetischer Anomalien dar.

Im SI System ist κ ein dimensionsloser Parameter. Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferrimagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit, Hämatit und Goethit sind z.T. schwach ferrimagnetisch bzw. antiferromagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber z.T. relevante remanente Magnetisierung aufweisen. Charakteristische Werte von κ für verschiedene Gesteine werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985), CARMICHAEL (1989), KOBRANOVA (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben.

In Tabelle 3 sind im Gelände gemessene Werte von κ der wichtigsten Lithologien und geologischen Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes zusammengefasst (HEINZ & PESTAL, 1988; AHL et al., 2002, 2007; bisher unpublizierte Daten der GBA).

7.2. Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ)

Im Zuge der Aufnahmen zur AMVÖ wurde in den Jahren 1978 bis 1982 das gesamte Bundesgebiet durch aerogeomagnetische Messungen erfasst. In Westösterreich wurden die Messungen mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das am Heck eines Tragflächenflugzeuges starr montiert war, durch die Fa. Hunting Geology and Geophysics Ltd. durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von Blatt 122 Kitzbühel in Flughorizonten konstanter Höhe von 3.000 m im Norden bzw. 4.000 m im Süden, mit Messprofilabständen von etwa 2,2 km und einem Messpunktabstand

Gesteinseinheiten (Legendennummer)	n	κ	Me- dian	Mit- tel	Standard- abwei- chung
OBEROSTALPIN					
Tirolisch-Norisches Deckensystem					
Kalk (Trias, Jura)	3	0,00–0,09	0,02	0,02	0,015
Alpiner Buntsandstein (39, 40)	2	0,00–0,20	0,07	0,07	0,00
Gröden-Formation (40, 41), Basisbrekzie (42)	5	0,01–0,28	0,07	0,13	0,12
„Wildschönauer Schiefer“ (70–76, 86, 91)	12	0,07–16,2	0,16	1,51	4,63
Grafitischiefer (altpaläozoisch) (65)	1	0,02			
Kalkmarmor (altpaläozoisch) (96, 97)	1	0,04			
Dolomit (altpaläozoisch) (46)	1	0,10			
Schwazer Dolomit (44–47)	2	0,03–0,09	0,06	0,06	0,04
Blasseneck-Porphyr (53, 77)	2	0,08–0,11	0,10	0,10	0,02
Grünschiefer (59, 92)	11	0,15–165	0,49	34,8	64,5
Metagabbro (57, 81)	1	3,18			
Diabas (55, 59, 60, 80, 82, 83)	14	0,10–276	34,4	48,3	55,7
Koralpe-Wölz-Deckensystem					
Schwazer Augengneis (103)	2	0,12–0,14	0,13	0,13	0,01
Schwazer Augengneis, mylonitisch (103)	3	0,04–0,21	0,16	0,14	0,09
Glimmerschiefer (Steinkogelschiefer) (104)	2	0,12–0,50	0,31	0,31	0,27
Innsbrucker Quarzphyllit-Decke					
Quarzphyllite (99, 100)	19	0,09–0,35	0,22	0,19	0,07
Grünschiefer (102, 110)	2	0,51–0,53	0,52	0,52	0,01
Amphibolit	1	0,97			
Grünschiefer, Metatuffit (102, 110)	1	10,1			
Kalkschiefer (101)	1	0,28			
Fe-Vererzung	1	2,33			
PENNINIKUM					
Nordrahmenzone					
Marmor (Trias)	1	0,02			
„Permoskyth“-Quarzit	1	0,03			
Alpiner Verrucano	2	0,07–0,08	0,08	0,08	0,01
Glockner-Deckensystem					
Bündnerschiefer-Gruppe					
Phyllitische Schiefer, Glimmerschiefer (113)	2	0,01–0,10	0,05	0,04	0,02
Quarzit (111)	1	0,05			

Kalkglimmerschiefer (111)	3	0,08–0,14	0,09	0,10	0,03
Grünschiefer	2	0,26–0,60	0,43	0,43	0,24
Serpentinit	8	27–490	238	226	160
Eklogit	1	0,56			
SUBPENNINIKUM					
Venediger- und Modereck-Deckensystem					
Hochstegenkalk (Jura)	6	0,00–0,04	0,01	0,02	0,02
Kalkmarmor (Seidlwinkl-Formation, Trias) (118)	3	0,00–0,02	0,01	0,00	0,01
Quarzite, Arkosen (Wustkogel-Formation, Trias)	4	0,00–0,13	0,09	0,08	0,06
Paläozoikum der Habach-Gruppe					
Paragneis	1	0,02			
Grünschiefer (131)	1	0,37			
Amphibolit (131, 132)	7	0,24–0,50	0,38	0,37	0,10
Amphibolitgneis	3	0,08–0,15	0,14	0,12	0,04
Amphibolitschiefer	1	0,29			
Porphyroidschiefer (128)	1	0,70			
Serpentinit (134)	1	60			
Fe-Vererzung	1	9,58			
Paläozoikum der Zillertal- und Granatspitz-Decke					
Phyllit	2	0,06–0,22	0,14	0,14	0,11
Glimmerschiefer	1	0,10			
Kalkglimmerschiefer	2	0,04–0,08	0,06	0,06	0,03
Grünschiefer	1	0,31			
Serpentinit	7	6,0–592	98	147	200
Zentralgneise					
Zentralgneis (Habach-Kern)	2	0,02–0,03	0,03	0,03	0,01
Zentralgneis (Tux-Kern)	6	0,04–1,60	0,66	0,71	0,72
Zentralgneis (Zillertal-Venediger Kern)	8	0,15–0,25	0,21	0,20	0,04
Zentralgneis (Granatspitz-Kern)	1	0,02			
Felbertauern Augengneis	1	0,15			

Tab. 3.

Werte der magnetischen Suszeptibilitäten im Untersuchungsbereich (die Größenordnung ist 10^{-3} SI) zusammengefasst aus HEINZ & PESTAL (1988), AHL et al. (2002, 2007). Der Buchstabe n steht für die Anzahl der Messpunkte, wobei ein Messpunkt aus mindestens 10 bis 12, manchmal auch aus wesentlich mehr Einzelmessungen an einer Lokalität besteht. Angegeben sind Median, Mittelwert und Standardabweichung. Der Bezug zu geologischen Einheiten bzw. Lithologien auf Blatt Kitzbühel (mit Nummern) und Umgebung ist nur ansatzweise möglich, da für die Originaldaten eine andere geologische Grundlage sowie Nomenklatur (überwiegend BRANDNER, 1980) verwendet wurde.

von etwa 60 m. Nähere Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987) und HEINZ et al. (1987). Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität in verschiedenen Maßstäben publiziert (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991).

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) definiert ist. Dieses wird für festgelegte Zeitabschnitte („Epochen“) global ermittelt. Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben.

Die Inklination des magnetischen Hauptfeldes (in Österreich etwa 63°) bewirkt, dass die geografische Lage der Maxima der magnetischen Anomalien in der Kartendarstellung nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korreliert, sondern nach Süden verschoben ist. Der Versetzungsbetrag hängt von der Tiefe des Störkörpers bzw. von der jeweiligen Betrachtungshöhe ab. Dies tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt das Maximum der Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Eine starke remanente Magnetisierung des Störkörpers mit vom heutigen Erdmagnetfeld abweichender Richtung könnte dies allerdings deutlich stören.

Die lokalen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit-Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), der seltene Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8). Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590 °C, sinkt aber bei höheren Titangehalten deutlich (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680 °C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325 °C (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; LAWISZUS, 2000). Zur Abschätzung der Tiefenlage der T_c muss der regionale geothermische Gradient bekannt sein. Für den hier betrachteten Bereich wird eine vom Tauernfenster gegen die Nördlichen Kalkalpen abnehmende Wärmestromdichte von ~ 70–80 mW/m² im Süden und etwa 50–60 mW/m² im Norden angenommen (SACHSENHOFER, 2001; GÖTZL, 2007). Beim Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (ČERNÁK et al., 1992) ist die T_c im hier betrachteten Bereich für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Pyrrhotin in etwa 15 km unter der Oberfläche zu erwarten.

Strukturelle Interpretation der magnetischen Anomalien

Abbildung 72 stellt die Anomalie der magnetischen Totalintensität für das Kartenblatt 122 Kitzbühel und die weitere Umgebung dar. Die vorliegende Karte (Abb. 72) wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von A. AHL feldfortgesetzt auf einen einheitlichen Horizont von 4.000 m neu berechnet. Die Anomalien sind polreduziert dargestellt, das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme von hypothetisch mit 90° einfallenden Feldlinien des Magnetfeldes berechnet werden, um eine Korrelation von geomagnetischen und geologischen Strukturen zu vereinfachen.

Ein Verständnis der geophysikalischen und geologischen Zusammenhänge ist aber nur im größeren Überblick möglich, weshalb hier ein Bereich, der deutlich über das Blatt Kitzbühel hinausgeht, betrachtet wird.

In Abbildung 72 sind des Weiteren die Begrenzungen der Hubschraubermessgebiete „Zell am See“ (SENGPIEL & KEIL, 1985), „Kitzbühel“ (SEIBERL et al., 1993) und „Saalbach, Einzugsgebiet des Löhnersbaches“ (SEIBERL & PIRKL, 1994) strichliert eingetragen.

Das Muster der magnetischen Anomalien zeigt einen regionalen Trend von NE gegen SW, dem einzelne lokale Anomalien überlagert sind, die kurzweiliger, aber mit z.T. ebenfalls beträchtlichen Störampplituden ausgebildet sind. Das regionale Maximum im NE ist das westliche Ende des Maximums der Berchtesgadener Anomalie. Das Blatt Kitzbühel liegt an der SW-Flanke dieser regional wirksamen Anomalie.

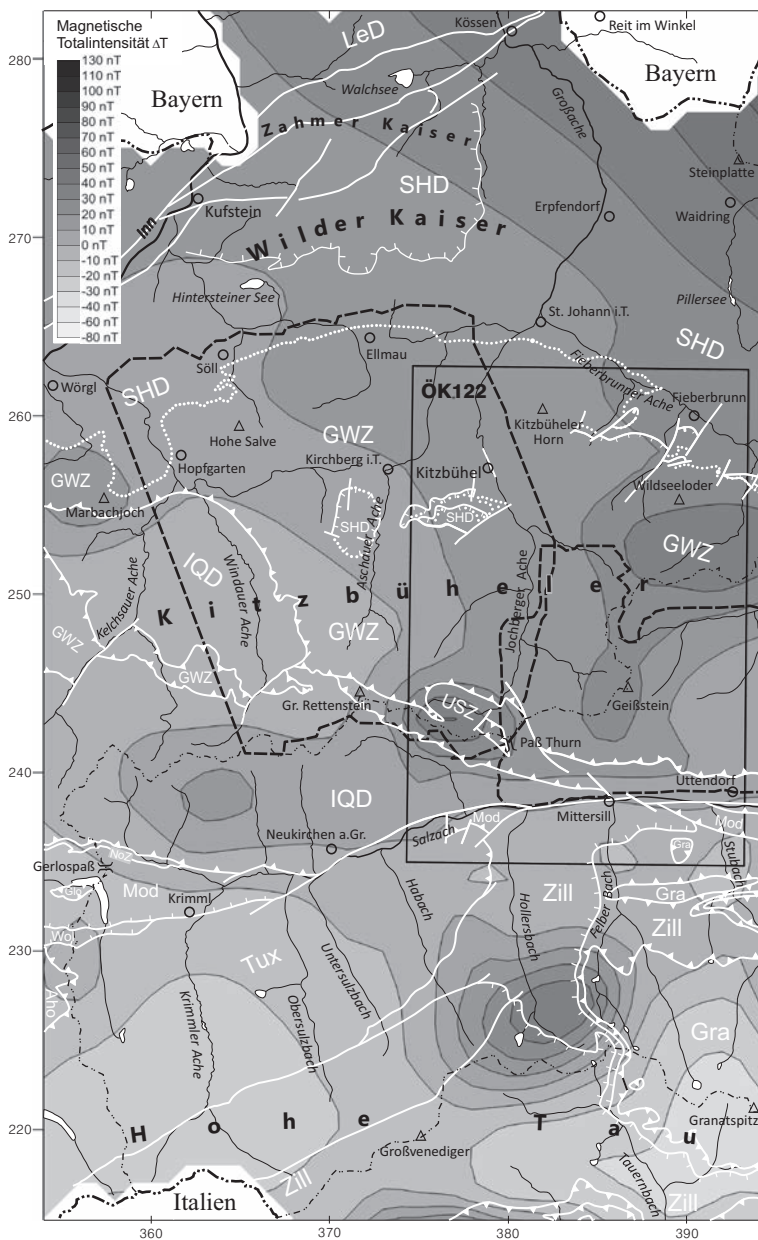
Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 1930er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie von Anfang an im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen „tertiären“ Molasse vermutet wurde. Weitere Bearbeitungen zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder ultrabasische bis basische ophiolithische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys am Südrand der Europäischen Platte, als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht (BLEIL & POHL, 1976; PUCHER & HAHN, 1979). Mit fortschreitender Erforschung der regionalen magnetischen Strukturen wurde die Berchtesgadener Anomalie als Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten, die sich von nördlich Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt, erkannt (GNOJEK & HEINZ, 1993).

Eine Deutung der westlichen Anteile dieses Anomaliengürtels als mögliche serpentinisierte ophiolithische Reste einer ozeanischen Kruste des Nordpenninikums (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993) ist nach den neueren tektonischen Modellen (SCHMID et al., 2004, 2008, 2013) nicht möglich. Eine Deutung als Mantelmaterial, welches im Zuge jurassisch bis kretazischer Dehnungsvorgänge nördlich der alpinen Decken in die europäische kontinentale Kruste eingeschleppt wurde, erscheint aber weiterhin vorstellbar.

Generelle Charakteristika dieser magnetischen Struktur sind ein relativ flacher Feldgradient und eine hohe Störampplitude (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf überlagerte kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann.

2D Modellierungen eines magnetischen Störkörpers durch REISNER (1988) und HÜBL (publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993) wurden auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich eine Serie von Profilschnitten durch einen in N-S-Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5° bis 20° gegen Süden einfällt. Die magnetischen Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentinisiertes ultrabasisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$, bzw. $\kappa = 28 \times 10^{-3}$ angenommen (REISNER, 1988; GNOJEK & HEINZ, 1993).

Die nördliche Begrenzung des Modellkörpers nach REISNER (1988) liegt hier im Bereich südlich Rosenheim-Chiemsee etwa 13 bis 14 km unter NN, während die Oberkante des kristallinen Untergrundes unter den alpinen Decken und der überschobenen Molasse hier 8 bis 9 km unter NN liegt (PESTAL et al., 2005). Der Nordrand des Störkörpers liegt somit 5 bis 7 km unter der Obergrenze der gegen Süden unter den Alpenkörper abtauchenden Böhmisches Masse. Der keilförmige, gegen Norden ausdünnende Modellkörper taucht mit 5° bis 20° gegen Süden ab, seine südliche Begrenzung wird hier im Bereich der Salzach-Störung in etwa 15 bis 20 km Tiefe unter NN erwartet (REISNER, 1988).





OBEROSTALPIN

Juvavisches Deckensystem

BeD Berchtesgaden-Decke

Tirolisch-Norisches Deckensystem

SHD Permomesozoikum der Staufer-Höllengebirge-Decke

GWZ Paläozoikum der Staufer-Höllengebirge-Decke („Grauwackenzone“)

USZ Uttendorfer Schuppenzone

Bajuvarisches Deckensystem

LeD Lechtal-Decke

Koralpe-Wölz-Deckensystem

IQD Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

PENNINIKUM

NoZ Nordrahenzone

Glockner-Deckensystem

Rau Rauris-Decke

Glo Glockner-Decke s. str.

SUBPENNINIKUM

Modereck-Deckensystem

Mod Modereck-Deckensystem i. A.

Sei Seidlwinkl-Decke

Wol Wolfendorn-Decke

Venediger-Deckensystem

Tux Tux-Decke (mit Habach-Teildecke)

Zill Zillertal-Decke

Gra Granatspitz-Decke

Aho Ahorn-Decke

..... Nachvariszische Transgression, oft tektonisch überprägt

Deckengrenze

Schuppenengrenze

Störung

Neben topografischen Anhaltspunkten (schwarz) sind die Begrenzungen der wichtigsten geologischen Einheiten (weiß) eingetragen.

Aufgrund der tiefen Lage des magnetischen Störkörpers entzieht sich die magnetische Anomalie einer direkten Interpretation anhand von bekannten kartierten oder eventuell auch durch Bohrungen erfassten geologischen Strukturen.

Im Gegensatz zur Berchtesgadener Anomalie mit ihrem Maximum im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, deren Quelle im Kristallin unterhalb der Vorlandmolasse liegt, sind die lokalen Anomalien im Bereich der Kitzbüheler Alpen überwiegend auf Störkörper innerhalb der Gesteine der Grauwackenzone (paläozoischer Anteil des Tirolisch-Norischen Deckensystems) zurückzuführen. Dies wird besonders in den wesentlich detaillierteren Darstellungen der Magnetik der beiden Hubschraubermessgebiete (Abb. 74, 75) deutlich. Die Anomalien werden im Zusammenhang mit diesen beiden Abbildungen näher beschrieben.

Nicht so klar ist die Deutung bei der relativ großen positiven Anomalie, die nördlich an das Messgebiet „Zell am See“ anschließt (südlich Wildseeloder bis nördlich Saalbach). Als relativ langwellige Anomalie mit mittlerer Störamplitude könnte es sich um einen relativ tiefer liegenden Störkörper unbekannter tektonischer Zuordnung mit einer Ausdehnung von ein paar Kilometern handeln. Dieses offene Problem wurde bereits von HEINZ et al. (1987, 1988) dargestellt, wobei auch betont wird, dass die Begrenzung der gesamten Anomaliengruppe der Tauernnordrand-Störung (westliche Fortsetzung der SEMP) folgt, was besonders im Gebiet von Mittersill deutlich wird (HEINZ et al., 1987). Eine Zugehörigkeit zur Grauwackenzone erscheint dennoch wahrscheinlich (HEINZ & SEIBERL, 1990). Eine Quantifizierung der Anomalien stößt hier immer wieder auf Probleme mit Überlagerungen, sowohl einzelner Anomalien gegeneinander, wie auch insgesamt mit der Berchtesgadener Anomalie (HEINZ et al., 1987). Die Anomalie um den Geißstein (5 km nördlich Mittersill) ist aber wohl auf die mächtigen Metabasite im hinteren Glemmtal zurückzuführen, was die Hubschraubermessungen im Messgebiet „Zell am See“ deutlich machen. Auch kann die Anomalie zwischen dem Paß Thurn und dem Großen Rettenstein der Uttendorfer Schuppenzone zugerechnet werden. Eine Aussage über die Tiefe des Störkörpers ist dort allerdings nicht so leicht, da Modellrechnungen zeigen, dass diese stärker magnetisierte Zone steil einfällt und fast in ihrer gesamten Länge über mehrere 100 m tief verfolgt werden kann (AHL et al., 2002).

Ein Maximum etwa 7 km NNE Krimml liegt im Bereich der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke. Es treten dort Einschaltungen von Grünschiefern auf (PESTAL et al., 2005), die eventuell als magnetische Störkörper in Frage kommen könnten.

Das Maximum etwa 5 km SSW Gerlospass liegt im Grenzbereich zwischen Ahorn-Decke und Tux-Decke. Hier könnten Gesteinstypen wie Serpentinite oder Porphyrmaterialschiefer, die in den paläozoischen bis mesozoischen Hüllserien des Ahornkerns auftreten können (THIELE, 1974) und höhere Suszeptibilität besitzen, im Untergrund vorhanden sein. Es gibt dafür aber keine Evidenz aus der Oberflächenkartierung.

Die Anomalie am Marchbachjoch (am westlichen Rand der Abbildung 75, 5 km SW Hopfgarten) ist durch basische bis ultrabasische Gesteine (Ultrabazit-Serpentin-Gabbro-Grünschiefer) innerhalb des Paläozoikums der Grauwackenzone (Tirolisch-Norisches Deckensystem) hervorgerufen, die dort im Gipfelbereich in größerer Mächtigkeit anstehen.

In diesem Störkörper wurde eine magnetische Modellierung durchgeführt (AHL et al., 2002, 2007). Die Bereiche mit erhöhten Suszeptibilitäten befinden sich fast ausschließlich innerhalb des Ultramafit- und Serpentinikörpers des Kropfrader Joches (Marchbachjoch), die als ein weitgehend zusammenhängender magnetischer Störkörper betrachtet werden. Die Begrenzung des Störkörpers taucht steil gegen NW

und relativ flach mit etwa 20° gegen Norden bis NE ab. Die größten Mächtigkeiten finden sich im Nordwesten, im Bereich der Hänge zwischen Roßkopf und Niederau mit bis zu 800 m Mächtigkeit. Weiter gegen Osten sind deutlich geringere Mächtigkeiten des Störkörpers belegt. Mächtigkeiten von 100 bis 200 m sind aufgrund der Modellierung anzunehmen. Der Störkörper liegt dort relativ nahe an der Oberfläche und taucht subparallel zur Geländeoberkante ab. Eine dreidimensionale Betrachtung zeigt, dass die räumliche Struktur des Störkörpers durch eine Serie von Profilschnitten nur unzureichend wiedergegeben werden kann. Bei dreidimensionalen Darstellungen aus unterschiedlichen Blickwinkeln ergibt sich, dass der Störkörper eine ungefähr kuppelförmige Struktur aufweist, deren Achse mit etwa 20° gegen ENE abtaucht. Ob die deutlich erhöhten Mächtigkeiten an der NW-Flanke dieser Struktur primär angelegt oder durch Verschuppung oder Verfaltung entstanden sind, muss dahingestellt bleiben.

Gegen Nordosten und Osten tauchen diese Gesteine unter den flach überschobenen Buntsandstein (am Kamm Tennladen unterhalb von 1.400 m) und die quarzäre Bedeckung ab (unterhalb von 900 m). Er ist in ausgedünnter, möglicherweise boudinierter Form bis in das Tal der Brixentaler Ache westlich von Hopfgarten im Untergrund in mindestens 200 bis 400 m unter der Talsohle nachweisbar.

Die möglichen, für die Magnetisierung relevanten Erzphasen wurden von POGORIUTSCHNIGG (1997) untersucht. Primärmagmatische Erzphase in Pyroxeniten ist Ilmenit, primärer Magnetit kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Bei retrograden Mineralumwandlungen im Zuge der grünschieferfaziellen Regionalmetamorphose(n) der Ultramafite (Serpentinisierung) bildet sich Magnetit, der sekundär auch zu Hämatit umgewandelt sein kann. Magnetit tritt als Umwandlungsprodukt entlang von Rissen in Klinopyroxen auf, hauptsächlich jedoch in Form von Magnetitsträngen in Zusammenhang mit der Serpentinisierung von Olivin, sowie als Magnetitpigmentierung in Pseudomorphosen nach wahrscheinlich Al-reichem Pyroxen. Chromit weist einen sehr hohen Fe-Gehalt auf, welcher bei sekundärer Umwandlung und Rekristallisation als Magnetit ausgeschieden wird (POGORIUTSCHNIGG, 1997).

Die Anomalien südlich der Tauernnordrand-Störung sind durch Ultrabasite des Penninikums und des Subpenninikums verursacht (HEINZ & PESTAL, 1988). Sie sind durch kurze Wellenlänge und hohe Störamplitude (HEINZ & SEIBERL, 1990) charakterisiert. Die Anomalie in der SE-Ecke von Abbildung 72 ist auf den Serpentinit von Heiligenblut zurückzuführen. Westlich davon, südlich des Großglockner (3.798 m), ist der Nordrand einer Anomalie zu sehen, die auf den Serpentinit der Medelspitze (2.669 m) zurückgeht. Diese Ultrabasite sind Ophiolithe im Penninikum der Glockner-Decke s. str. Die Anomalie SW des Kitzsteinhorns (3.203 m) ist durch den Stubacher Ultrabasis-Komplex verursacht. Dieser gehört zum Basisamphibolit, und damit zur Granatspitz-Decke (HEINZ & PESTAL, 1988). Die schwächere Anomalie östlich davon wird dem Serpentinitvorkommen des Hohen Tenn (3.368 m) in der Glockner-Decke s. str. zugerechnet (HEINZ & PESTAL, 1988). Die markante Anomalie im oberen Hollersbachtal ist nicht durch die dort anstehenden Amphibolite der Habach-Formation bedingt, da diese zu geringe Suszeptibilität aufweisen ($1 \text{ bis } 2 \times 10^{-3}$; HEINZ & PESTAL, 1988). Am ehesten kann diese Anomalie durch Ultrabasite (Serpentinite, Pyroxenite, Harzburgite) aus dem Basisamphibolit vom Hintersee gedeutet werden. Diese sind die östlichen Äquivalente des Stubacher Ultrabasis-Komplexes und werden der Granatspitz-Decke zugerechnet, welche die Zillertal-Decke unterlagert. Diese Deutung der Situation wird durch eine bisher nicht publizierte magnetische 2D Modellierung der GBA unterstützt (Abb. 73).

Am südlichen Blattrand, südlich des Großvenediger (Abb. 72), zeigen sich noch die Ausläufer einer sehr starken Anomalie NW von Prägarten. Sie ist durch Ultra-

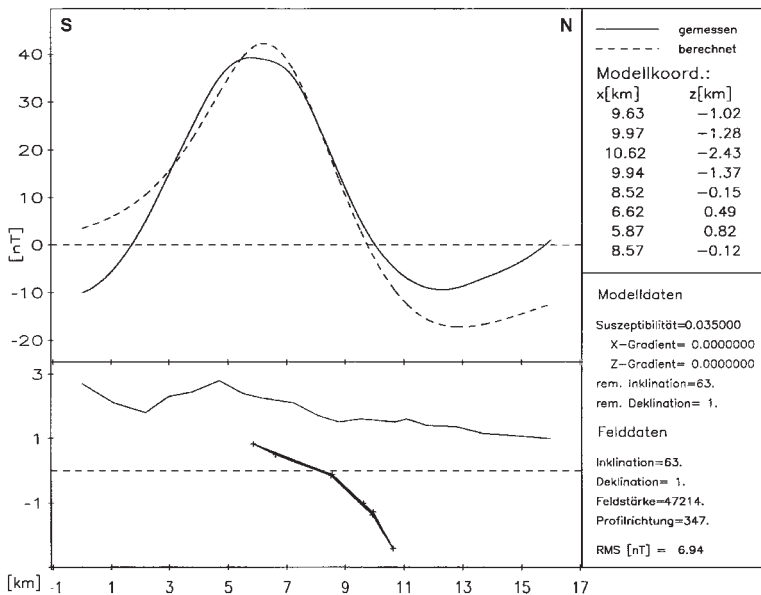


Abb. 73.

Magnetischer Modellschnitt des oberen Hollersbachtales (Modellrechnung: GBA).

basitkörper der Glockner-Decke s. str. bedingt (HEINZ & PESTAL, 1988; HEINZ et al., 1988). Für diese Anomalie liegt eine 2D Modellrechnung vor (HEINZ & SEIBERL, 1990), die einen relativ steil gegen Süden abtauchenden Modellkörper ergibt, der bis in mehrere km Tiefe plausibel ist.

7.3. Messgebiet „Zell am See“

Die magnetischen Vermessungen des Messgebietes „Zell am See“ durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR) (SENGPIEL & KEIL, 1985) wurde mittels Protonenmagnetometer, das in einer Sonde unter einem Hubschrauber an einem Schleppkabel mittransportiert wurde, mit angestrebtem Messprofilabstand von 200 m und möglichst konstantem Abstand des Sensors von 50 m über Grund durchgeführt. Der Messpunktabstand entlang der Profile beträgt etwa 30 m. Die Messergebnisse sind in Form einer Anomalienkarte von ΔT in Abbildung 74 dargestellt. An diesem gesamten Messgebiet wurde eine magnetische 3D Modellierung durchgeführt (AHL et al., 2002, 2007).

Der mächtige Basalt-Komplex im Bereich des vorderen Glemmtales (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen), der sich geochemisch von den übrigen Metabasiten etwas unterscheidet (SCHRÖCKER, 1987; SCHLAEGEL-BLAUT, 1990), weist keine wesentlich erhöhte Magnetisierung auf. Im Gegensatz dazu sind die Metavulkanitkörper (sowohl Gänge und Laven, wie auch Tuffe und Tuffite) des hinteren Glemmtales und des Jochberger Achentaies z.T. stark magnetisiert und bilden deutliche Anomalien.

Die genannten magnetischen Anomalien können mit einzelnen an der Oberfläche anstehenden Metavulkanitkörpern in Zusammenhang gebracht werden. Den markanten Gipfel des Geißstein bildet ein bis zu mehrere 100 m mächtiger Vulkanit-Komplex. Es handelt sich überwiegend um Basaltlaven mit Gabbrogängen und La-

Gesteine unter Wildschönauer Schiefer (überwiegend Löhnersbach-Formation, **74–76**) ab. Aufgrund der Modellrechnung können sie unter den Hängen nördlich des Salzachtales bis unter die Brunnalm und den Zaglgraben unter einer stellenweise mehrere 100 m mächtigen Überlagerung durch Wildschönauer Schiefer (überwiegend Schattberg-Formation, **70–72**) weiter verfolgt werden.

Gegen Nordwesten stehen die Vulkanite vom Geißstein mit dem mächtigen Zug von überwiegend Tuffen (in der streichenden Fortsetzung treten auch Gabbros und Ultrabasite auf) in Zusammenhang, die den Sintersbachgraben queren und in die Westhänge des Grates Gamshag (2.178 m)–Schützkogel (2.067 m) ziehen.

Am NE-Grat des Schusterkogels (2.207 m) findet sich ein weiterer Zug von Basalten mit Diabasgängen, der flach gegen SE zieht und unter den Vulkanit-Komplex des Geißstein einfällt. Etwa im selben Niveau tritt am nächsten östlichen Kamm ein mächtiger Vulkanitzug in den Nordost- und Osthängen des Zwölferkogels auf. Es könnte sich hier um einen ursprünglich zusammenhängenden, heute tektonisch unterbrochenen Vulkanithorizont handeln. Auch der Vulkanitzug nördlich des hinteren Glemmtales im Bereich Forsthofalm–Eiböckalm, der in seiner gesamten Ausdehnung erst durch die magnetische Modellierung deutlich erkennbar wird, könnte zu diesem Körper gehören.

Überwiegend Tuffe mit zwischengeschalteten Basallagen, die an beiden Talflanken der Jochberger Ache zwischen Astach und Jochbergwald aufgeschlossen sind, bewirken ebenfalls eine markante Anomalie.

Weiter östlich, im Bereich von Blatt 123 Zell am See, treten innerhalb der Grauwackenzone nur zwei schmale langgestreckte Züge von stark magnetisierten Gesteinen auf (westlich Jauern und südlich bzw. südwestlich Viehofen), etwa 300 bis 500 m unterhalb der Talsohle des Glemmtales. Das Streichen dieser Züge entspricht dem regionalen Streichen, daher liegt es nahe, auch hier basische Vulkanite der Grauwackenzone als Störkörper zu vermuten.

Der Unterschied zwischen den Vulkaniten im vorderen und im hinteren Glemmtal äußert sich auch in der magnetischen Suszeptibilität (Tab. 4). Er ist also nicht auf Effekte einer eventuellen remanenten Magnetisierung im Metavulkanit-Komplex von Maishofen zurückzuführen, wie z.T. zeitweise vermutet wurde (AHL et al., 2002).

Für die hohen Werte von κ im Gebiet südlich Wörgl (Marchbachjoch etc.) ist sicher das dortige Auftreten von Serpentiniten, Metagabbros etc. verantwortlich. Wodurch der Unterschied zwischen vorderem und hinterem Glemmtal bedingt ist, kann derzeit nicht sicher gesagt werden (AHL et al., 2002). Geländebegehungen haben gezeigt, dass vor allem feinkörnige stahlgraue Metatuffe unerwartet hohe κ -Werte besitzen können.

Region	Werte	Median	Mittel	Standard-abweichung
Südlich Wörgl	0,43–276	47,3	76,5	68,4
Nördlich Brixental	0,13–122	12,5	26,6	33,1
Rettenbachtal–Paß Thurn	0,15–84,8	0,51	10,3	16,9
Hinteres Glemmtal (SW Hinterglemm)	0,11–126	0,57	5,59	19,1
Vorderes Glemmtal (NE Viehofen)	0,09–1,57	0,62	0,58	0,20

Tab. 4.

Magnetische Suszeptibilitäten in paläozoischen Metabasiten und Ultrabasiten im Bereich südlich Wörgl (GÖSCHKE et al., 1981), im nördlichen Brixental und im Bereich Rettenbach–Paß Thurn (AHL et al., 2007) sowie im Glemmtal (GBA, bisher unveröffentlicht).

Als zweites wesentliches Element der magnetischen Struktur des Messgebietes neben den Basalt-Gabbro-Komplexen der Grauwackenzone tritt am Südwestrand eine 1 bis 2 km breite und mehr als 10 km zusammenhängend verfolgbare, stark magnetisierte Zone auf. Diese deckt sich vollständig mit der Uttendorfer Schuppenzone, einer wesentlichen alpidischen Bewegungsbahn zwischen der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke und dem Tirolisch-Norischen Deckensystem. Sie fällt hier mit etwa 70° steil gegen Norden ein.

Als Ursache für die Magnetisierung kommen auch hier wieder vor allem die basischen Gesteine (Prasinite, Amphibolite etc.) in Betracht. Es treten in diesem Bereich auch Kiesvererzungen in Zusammenhang mit Metavulkaniten auf, die vielfach Magnetkies führen (UNGER, 1969; MOSTLER et al., 1984; AHL et al., 2007), jedoch sind diese lokal begrenzt und können wohl nicht alleine für die über mindestens 16 km kontinuierlich verfolgbare Anomaliezone verantwortlich sein. Auch treten etwas unterschiedliche, aber ebenfalls Magnetkies führende Vererzungen im Raum von Viehhofen (UNGER, 1973) magnetisch nicht in Erscheinung.

Allerdings ist der Anteil an potenziell magnetisierten basischen Gesteinen, der innerhalb der Uttendorfer Schuppenzone aufgeschlossen ist, ebenfalls deutlich zu gering, um eine so starke Magnetisierung zu bewirken. Auch die Annahme, dass in der Tiefe große Mengen von Basiten oder Ultrabasiten auftreten, die an der Oberfläche nicht bekannt sind, erscheint eher unwahrscheinlich. Eine Erklärung könnte auch hier die Ausfällung von Erzmineralen aus fluiden Phasen in einem bedeutenden alpidischen Bewegungshorizont sein. Magnetkies führende Erzimpregnationen, welche vielfach an s-Flächen von Wildschönauer Schiefern der Uttendorfer Schuppenzone auftreten (MAURITSCH, pers. Mitt.), könnten darauf hinweisen. Wenn keine wesentlichen Schwankungen der Suszeptibilität angenommen werden, ist diese Zone gemäß der Modellrechnung bis in mehr als 1.000 m Tiefe durchgehend verfolgbar (AHL et al., 2002).

Als primär magmatische Erzphase in den Vulkaniten tritt vielfach Ilmenit auf. Die stärker sekundär umgewandelte Grundmasse der Vulkanite ist bereichsweise stark erzhaltig. Primäre Titanomagnetit-Ilmenit-Erze in der Grundmasse sind zumeist weitgehend zu Titanit, Hämatit und Leukoxen umgewandelt. Als weitere opake Phasen in der Grundmasse finden sich z.T. idiomorpher Hämatit (zusammen mit Chlorit) sowie grusartige Epidot-Erz-Verwachsungen neben viel feinverteiltem Erz (das zumeist nicht näher bestimmt wurde). Hämatit tritt auch als Zersetzungsprodukt von Klinopyroxen auf. Vulkanogene Reliktstrukturen können durch eine feine Erzpigmentierung erkennbar bleiben (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Derartige Säume aus opakem Erz und Titanmineralen entstehen während früher Umwandlungen von vulkanischem Glas und bleiben auch bei fortschreitender Metamorphose stabil (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Die Pillowbasalte (Tafel 6/Fig. 2) sind z.T. reich an ehemaligen Gasblasen, diese Hohlräume sind heute von einem dichten Erzsaum umgeben. In Gabbros tritt als opake Phase in der Grundmasse Ilmenit mit Leukoxenumwandlungen neben feineren, nicht näher bestimmten Erzpartikeln auf. Opakes Erz und Epidot-Erz-Verwachsungen entstehen auch als Umwandlungsprodukte in Klinopyroxeneinsprenglingen (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

In den etwas höher metamorphen Metavulkaniten der Uttendorfer Schuppenzone sind oft millimetergroße Kristalle von Pyrit, Magnetit und Hämatit häufig (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Auf die sulfidischen Vererzungen wurde bereits oben hingewiesen. Daten zur mineralogischen Zusammensetzung finden sich bei UNGER (1969), FRIEDRICH (1969) und MOSTLER et al. (1984).

7.4. Messgebiet „Kitzbühel“

Die magnetischen Vermessungen des Aeromessgebietes „Kitzbühel“ durch die GBA (SEIBERL et al., 1993) wurde mittels Protonen-Präzessionsmagnetometers in einer Sonde unter einem Hubschrauber und auch sonst unter sehr ähnlichen Messbedingungen wie in „Zell am See“ durchgeführt. Die Messergebnisse sind in Form einer Anomalienkarte von ΔT in Abbildung 75 dargestellt.

Die meist eher kleinen und lokalen Anomalien sind vielfach an Gabbros und pyroklastische Tuffe, gabbroide Gänge und pyroklastische bis epiklastische Tuffite ge-

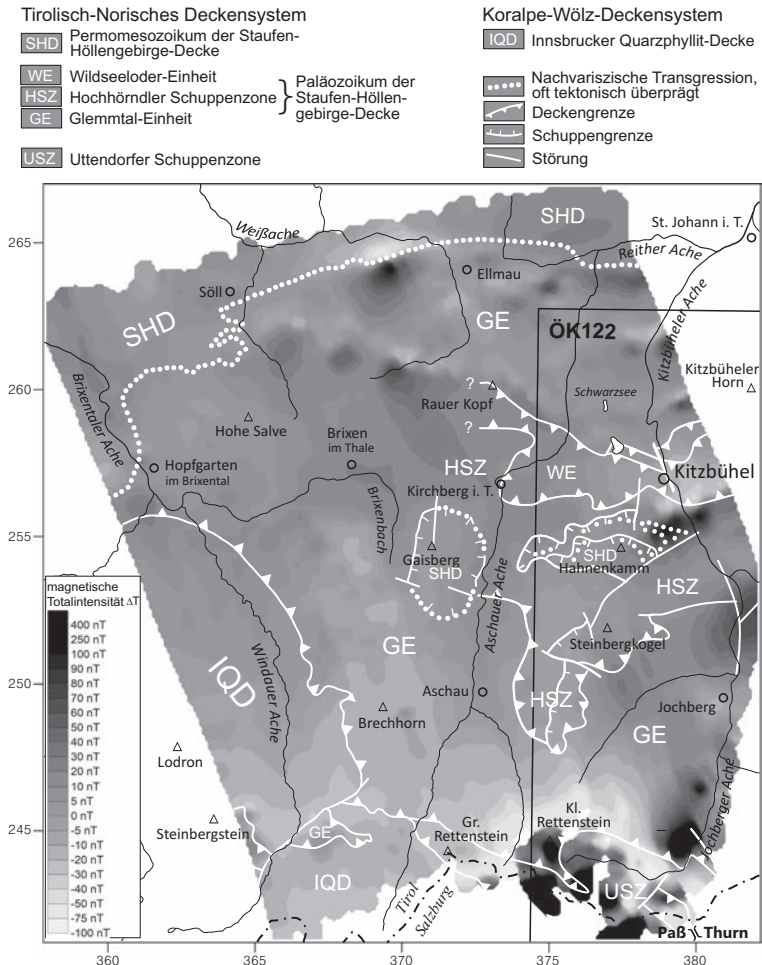


Abb. 75. Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT im Messgebiet Kitzbühel, von A. AHL neu berechnet. Die Werte von ΔT sind auf eine ebene Fläche im Flugniveau feldfortgesetzt und polreduziert. Das Koordinatensystem ist BMN M31. Neben topografischen Anhaltspunkten (schwarz) sind die Begrenzungen der wichtigsten geologischen Einheiten (weiß) eingetragen.

bunden (HEINISCH et al., 2003; PAVLIK, 2006a, b). Dazu kommen vor allem im Bereich der Jochberger und Kitzbüheler Ache Metabasalte und pyroklastische Metatuffe innerhalb der Schattberg- und der Löhnersbach-Formation. Die Anomalien am unteren Rand des Messgebietes sind der Uttendorfer Schuppenzone zuzuordnen, in der hier Metabasalte, Metatuffe und -tuffite sowie gabbroide und dioritische Gänge auftreten. Einige Anomalien am Nordrand des Untersuchungsgebietes dürften in Zusammenhang mit Alpinem Buntsandstein und Gröden-Formation stehen (KREUSS, 2008). Dies gilt auch für die Anomalienkette südlich Kitzbühel, Hahnenkamm. Erhöhte Magnetisierungen, vor allem durch Magnetit, sind im Alpinen Verrucano in den gesamten Ostalpen bekannt.

Von den Ergebnissen der Radiometrie in diesem Messgebiet erscheint v.a. die Uran-Anomalie der Triasdeckscholle am Gaisberg südwestlich Kirchberg in Tirol erwähnenswert, die eindeutig an den Hauptdolomit gebunden ist. Durch Bodeneradiometrie und geochemische Analysen konnte nachgewiesen werden, dass die Urangelhalte im Boden über dem Hauptdolomit zusätzlich um einen Faktor 2 angereichert sein können. Weiters wurden deutliche Unterschiede zwischen Wald- und Almboden festgestellt (BELOCKY et al., 1999).

7.5. Bodengeophysik, angewandte Geophysik

Zur Verifizierung bzw. Ergänzung der aerogeophysikalischen Messungen wurden im Gebiet Paß Thurn bis Zell am See bodengeophysikalische Messungen durchgeführt (SEIBERL et al., 1981; BIEDERMANN et al., 1985). Es kamen elektromagnetische Methoden, wie „Turam“ und VLF (= very low frequency) zum Einsatz, weiters Magnetik (Totalintensität ΔT und Vertikalkomponente ΔZ), Induzierte Polarisation (I.P.), Eigenpotenzialmessungen (SP) und Gravimetrie. Zusätzlich wurden geochemische Untersuchungen durchgeführt.

Im Bereich des nördlichen Brixentales und südlich von Wörgl wurden magnetische Feldmessungen durchgeführt (GÖSCHKE et al., 1981). Dabei wurden neben ΔT und ΔZ auch die remanente Magnetisierung, die magnetische Suszeptibilität und die Anisotropie der Suszeptibilität bestimmt. Weiters wurden zur Unterstützung der geologischen Kartierung mit Schwerpunkt Lockersedimente im Raum Kitzbühel und Hopfgarten Geoelektrikmessungen (RÖMER et al., 2002) durchgeführt.

8. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

Über die hydrologischen Verhältnisse auf Kartenblatt Kitzbühel geben vor allem die Messstellen des Hydrographischen Dienstes Auskunft (Tab. 5). Der Großteil der angegebenen Grundwasserpegel befindet sich im Salzachtal im Umfeld von Mittersill, nämlich zwischen Hollersbach und Stuhlfelden. Zudem gibt es zwei Grundwasserpegel an der Großache (Kitzbüheler Ache) bei Kitzbühel. Besonders hervorzuheben ist auch die Quellmessstelle Schreiende Brunnen; auf diese wird weiter unten noch näher eingegangen. Die Messdaten dieser Messstellen werden in den Hydrographischen Jahrbüchern des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft und im eHYD (<http://ehyd.gv.at/>; abgefragt am 28.08.2014) veröffentlicht.

Bezüglich des Lösungsinhalts von Grundwässern auf Kartenblatt Kitzbühel sei auf die entsprechenden Messstellen der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) hingewiesen. Die Lage dieser Messstellen scheint, soweit sie im Zeitraum 2007 bis 2009 in Verwendung waren, im Wasserinformationssystem Austria (WISA) auf (http://wisa.bmlfuw.gv.at/wasserkarten/gewaesserbewirtschaftungsplan-2009/grundwasser/messnetze_2007-2009/ueberwachung_wasserqualitaet.html; abgefragt am 28.08.2014).

Die dazugehörigen Qualitätsdaten sind in der H2O-Fachdatenbank des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft online abfragbar (<https://secure.umweltbundesamt.at/h2odb/>; abgefragt am 28.08.2014).

Tabelle 6 enthält jene Messstellen, zu denen im WISA die Lage aufscheint und in der H2O-Datenbank Wasseranalysen abfragbar sind.

Nr. in Abb. 76	HZB-Nummer	Art	Name	Pegelnulldpunkt/ Messpunkthöhe [m ü. A.]	Länge/Breite [Grad-Min.-Sek.] Referenzellipsoid Bessel 1841	Gewässer/ Porengrundwassergebiet	Einzugsgebiet [km²]
1	102830	N	Jochberg	950,00	12°25'37" / 47°22'58"		
2	103135	N	Fieberbrunn	850,00	12°33'01" / 47°28'06"		
3	103424	N	Paß Thurn	1.200,00	12°25'20" / 47°17'59"		
4	103432	N	Haidbach	900,00	12°29'09" / 47°15'15"		
5	103440	N	Stuhlfelden	816,00	12°31'44" / 47°17'29"		
6	201913	A	Kitzbühel (Bahnhofsbrücke)	735,42	12°23'24" / 47°27'19"	Kitzbüheler Ache	153
7	202556	A	Kitzbühel (Seepegel)	778,00	12°22'04" / 47°27'21"	Schwarzsee	1,8

8	203067	A	Mühlbach (Pinzgau)	813,97	12°22'38" / 47°16'36"	Mühlbach	32,3
9	203075	A	Mittersill	782,90	12°28'51" / 47°17'01"	Salzach	582,6
10	203083	A	Haidbach	890,78	12°29'11" / 47°15'11"	Felber Ache	74,5
11	203554	A	Uttendorf	788,82	12°34'08" / 47°16'03"	Kraftwerk mit Stubache	127,9
12	203984	A	Stuhlfelden	785,42	12°31'57" / 47°17'13"	Stuhlfeldner- bach	11,4
13	342097	G	Kitzbüchel-L., Br Langau	782,97	12°24'38" / 47°25'44"	025 Großbächen- gebiet	
14	347823	G	Stuhlfelden, Bl 13	783,58	12°30'32" / 47°17'06"	037 Oberpinzgau	
15	347831	G	Mittersill, Bl 7	787,03	12°27'58" / 47°16'38"	037 Oberpinzgau	
16	347856	G	Mittersill, Bl 5	787,59	12°27'49" / 47°16'50"	037 Oberpinzgau	
17	347872	G	Mittersill, Bl 3	786,56	12°28'13" / 47°16'49"	037 Oberpinzgau	
18	347898	G	Schattberg, Bl 1	794,71	12°26'29" / 47°16'46"	037 Oberpinzgau	
19	347914	G	Schattberg, Bl 2	792,76	12°26'27" / 47°16'42"	037 Oberpinzgau	
20	347930	G	Schattberg, Bl 3	795,16	12°26'20" / 47°16'46"	037 Oberpinzgau	
21	347955	G	Mittersill, Bl 9	789,67	12°29'33" / 47°17'05"	037 Oberpinzgau	
22	347971	G	Stuhlfelden, Bl 1	784,49	12°30'32" / 47°17'06"	037 Oberpinzgau	
23	347997	G	Stuhlfelden, Bl 2	781,58	12°30'40" / 47°17'12"	037 Oberpinzgau	
24	370411	G	Oberndorf, Br Süd	672,12	12°23'11" / 47°29'33"	025 Großbächen- gebiet	
25	395343	Q	Schreiende Brunnen	970,00	12°34'48" / 47°26'04"		

Tab. 5.

Messstellen des Hydrographischen Dienstes auf Kartenblatt 122 Kitzbüchel nach eHYD (Stand: 26.08.2014). Die Lage der Messstellen ist in Abbildung 76 zu sehen.

In der Spalte „Art“ bedeutet „N“ Niederschlags- und Temperaturmessstelle, „A“ Abflusspegel, „G“ Grundwasserpegel und „Q“ Quellmessstelle.

Nr. in Abb. 76	Messstellen-nummer	Art der Messstelle	Gemeinde	Grundwasserkörper
26	51103362	Brunnen	Stuhlfelden	Zentralzone [DBJ]
27	70335052	Brunnen	Kitzbühel	Großache [DBJ]
28	70335062	Brunnen	Kitzbühel	Großache [DBJ]
29	70335072	Brunnen	Oberndorf in Tirol	Großache [DBJ]
30	70335172	Brunnen	Sankt Jakob in Haus	Nördliche Kalkalpen [DBJ]
31	70335182	Brunnen	Reith bei Kitzbühel	Zentralzone [DBJ]

Tab. 6.

Grundwasserstellen der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) auf Kartenblatt 122 Kitzbühel, zu denen im WISA und in der H2O-Fachdatenbank Informationen abfragbar sind. Die Lage der Messstellen ist in Abbildung 76 zu sehen.

DBJ – Einzugsgebiet Donau bis Jochenstein.

Das digitale Wasserbuch der Bundesländer Salzburg und Tirol sowie die Urkundensammlungen der Wasserbücher der Bezirkshauptmannschaften Zell am See und Kitzbühel enthalten zahlreiche Informationen zur zentralen Wasserversorgung auf dem Kartenblatt Kitzbühel (Tab. 7). Während auf diesem Kartenblatt in Salzburg vorwiegend Wassergenossenschaften (WG) tätig sind, sind es in Tirol Gemeindewasserversorgungen. Deren Wasserspender sind vorwiegend Quellen, in Tirol wird das Wasser aber auch aus einigen Brunnen entnommen, nämlich entlang der Großache (Kitzbüheler Ache), Reither Ache und in der Mühlau bei St. Jakob in Haus.

Auf Kartenblatt Kitzbühel bestehen weite Bereiche des Untergrundes aus gering Wasser leitenden Schiefen und metamorphen Magmatiten – dies betrifft sowohl das Verbreitungsgebiet der Grauwackenzone, welche die paläozoische Unterlage der Nördlichen Kalkalpen bildet, als auch den basalen Anteil der Kalkalpen selbst (Perm und untere Trias) sowie die nach Süden folgende Innsbrucker Quarzphyllitzone und die Gesteine des Subpenninikums. Im Verbreitungsgebiet dieser Schiefer und metamorphen Magmatite ist nur eine bescheidene Grundwasserführung zu erwarten, dabei vor allem in der Auflockerungszone (Hangschutt und offene Trennflächen, die im Bereich von Rutschmassen bzw. Sackungen tiefer reichen und ergiebiger sein können). Viele der für die zentrale Wasserversorgung genutzten Quellen sind an solche Massenbewegungen gebunden (Tafel 3). Aufgrund der Zusammensetzung dieser Gesteine (Silikate und Quarz) sind deren Grundwässer zumeist gering mineralisiert und weisen einen vergleichsweise niedrigen pH-Wert auf (Tab. 8).

Anders verhält es sich im Verbreitungsgebiet von Karbonatgesteinen, von denen die auf Kartenblatt Kitzbühel im Norden der Grauwackenzone auftretenden devonischen Dolomite (Spielbergdolomit-Gruppe, 44–47) aufgrund ihrer weiten räumlichen Verbreitung hervorzuheben sind. Das größte zusammenhängende Vorkommen dieser Dolomite baut die Gipfelregionen des Kitzbüheler Horns (1.996 m), des Karstein (1.922 m) und des Wildseeloder (2.118 m) auf und hat auf dem Kartenblatt 122 Kitzbühel eine Längserstreckung von 13 km und eine Breite von 4 bis 2 km (auf Kartenblatt 123 Zell am See zieht es noch weitere 10 km ostwärts bis in die Gegend des Bergbaureviere Schwarzleo bei Hütten, wo es auskeilt). Südlich von Kitzbühel bestehen zudem einzelne kleinere Körper aus diesen Dolomiten. Zahlreiche Quellen der Wasserversorgung von Kitzbühel, aber auch von Fieberbrunn, sind an diese aufgrund ihrer Verkarstungsfähigkeit gut durchlässigen Gesteine gebunden (Tafel 3). Es sei darauf hingewiesen, dass auf Blatt Kitzbühel insbesondere im Verbreitungsgebiet dieser Dolomite einst eine rege Bergbautätigkeit stattfand (Fahlerz,



Abb. 76. Übersicht zur Lage der Messstellen des Hydrographischen Dienstes (HD) und der Grundwassermessstellen der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) auf Kartenblatt 122 Kitzbühel; die geologische Ebene im Hintergrund basiert auf der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), für nähere Angaben siehe Tabellen 5 und 6.

Nr. in Taf. 3	Wasserbuch-Postzahl	Gemeinde-wasserversorgungs-anlage (WVA) bzw. Wassergenossenschaft (WG)	Wasserentnahmen auf Kartenblatt Kitzbühel, z.T. mit Details zu Konsens oder Schüttung	Konsens der gesamten WVA bzw. der genannten Entnahmestellen
1	1600316	WVA Mittersill	Einödenquelle 1, 1a und 2, Hoch-eckquellen, Kaltenbrunnquelle 1–2, Marchkendlquelle, Reiterbergquellen 1–6, Rieserquelle	21,99 l/s
2	1600340	WVA Bramberg	Moserrinnquellengruppe Ost und West	28 l/s
3	1600317	WG Stuhlfelden	Jägerquelle, Wiesenquelle, Dürnberg-quellen, Reisigrabenquelle, Hochrain-quelle	7,81 l/s
4	1600330	WG Uttendorf	Manlitzquelle	12,8 l/s
5	1600568	WG Hollersbach	Hachquellen 1–5, Mühlebenquelle, obere und Mühlebenquelle, obere und vordere Lachwaldquelle	6,55 l/s
6	1601013	WG Gugg	Quelle	2 l/s
7	1601054	WG Burk	Hofeckquelle III, Schröckquelle 1–3, Thalbachquelle 1	5,28 l/s
8	1601445	WG Weißenstein	Quellen I, Quellgruppe II (Quelle 1–3)	0,77 l/s
9	1601471	WG Kirchberg	Quelle	0,8 l/s
10	1601513	WG Hinterglemm	Hochalmquelle	0,9 l/s
11	1601598	WG Pirtendorf	Quelle Pirtdorfer Aste, Voglstättquelle 1–4	2,9 l/s
12	1601643	WG Paß Thurn	Schneelochquelle 1–3	1,98 l/s
13	1601715	WG Hinterlengau	Quellen 1–6	1,3 l/s
14	1601716	WG Lengau	Quelle 1–3	1,39 l/s
15	1601968	WG Grubing-Hollersbach	Quelle 1–6	0,94 l/s
16	1601979	WG Ausiedlung	Quelle 1–4 und Quelle I (linke und rechte Fassung)	1,72 l/s
17	1602083	WG Wilhelmsdorf	Wilhelmdorferquellen 1, 2 und 4–8	0,7 l/s
18	1602411	WG Quettensberg	Liebenbergquelle 1–2, Dorfbachquelle 1	2,5 l/s
19	1602417	WG Alpschwend	Quellen	0,53 l/s
20	1602763	WG Hochbramberg	Quelle 1–5	0,75 l/s
21	1602901	WG Obermühlbach-Haslachgall	Quelle 1–4	0,185 l/s

22	4/96	WVA Kitzbühel	Bärenruhquellen 1+2 (Schüttung 2,5–4 l/s), Fichterquelle (Konsens 3 l/s), Oberndorf, Brunnen Süd (Konsens 10 l/s), Tiefbrunnen Langau (Konsens 150 l/s), Luegeggquelle (Schüttung 15–50 l/s), Oberangerquelle (Schüttung 12–60 l/s), Unterangerquelle (Schüttung 10–20 l/s), Rastbuchquelle (Schüttung 2–5 l/s)	
23	4/98	WVA Jochberg	Baubergquelle (am 01.10.1952 3,25 l/s), Ederdörfquellen 1–3 (Schüttung 1,75–2 l/s), Estelrainquellen I (1–3) (am 10.06.1997 4,6 l/s) und II (1–3) (am 10.06.1997 2,1 l/s), Hausleitenquelle I–III (am 01.10.1952 3,2 l/s), Schwaigerquelle (am 10.06.1997 0,7 l/s), Thennerquellen 1–6 (am 10.06.1997 4,21 l/s), Untere Pagertquelle (Konsens 3 l/s), Weinstubenquelle (Konsens 2 l/s)	
24	4/165	WVA Oberndorf	Brunnen Wiesenschwang (Konsens 20 l/s), Pumpwerk Steinerbach (Konsens 5 l/s), Kaiserbergquellen 1+2	
25	4/258	WVA St. Jakob in Haus	Tiefbrunnen	13 l/s
26	4/476	WVA Buchau-Pfarreuth-Pfaffenschwendt	Kälbertalquellen 1–3	6 l/s
27	4/477	WVA Fieberbrunn	Geigerrinnequellen 1–7, Obere und Untere Pletzergrabenquelle, Rohrerquelle-Knappenstollen	28 l/s
28	4/755	WVA Aurach	Blaufeldquellen 1+2, Felderbrandquellen 1+2, TB Hechenmoos, Stoffenquellen 1+2	
29	4/868	WVA Reith bei Kitzbühel	Brunnen Gundhabing, Tiefbrunnen Lusbach	40 l/s

Tab. 7.

Wasserentnahmen zentraler Wasserversorgungen auf Kartenblatt Kitzbühel nach den digitalen Wasserbüchern der Bundesländer Salzburg und Tirol, der wasserwirtschaftlichen Datenbank des Bundeslandes Tirol (<http://www.salzburg.gv.at/wasserbuch> und <https://www.tirol.gv.at/umwelt/wasser/wis/>; abgefragt am 02.09.2014) und der Urkundensammlung der Wasserbücher; die Lage der genannten Quellen und Brunnen sowie die Lage der Messstellen sind in Tafel 3 zu sehen.

Kupferkies, Bleiglanz, Baryt etc.; siehe Geologische Karte und Kapitel 9) und einige der genutzten Quellen aus Stollen entspringen. Heute ist nur noch das Magnesitbergwerk Weißenstein (3 km ESE Wildseeloder) in Betrieb. Die Quellwässer aus den devonischen Dolomiten sind deutlich höher mineralisiert und basischer als die Wässer im Verbreitungsgebiet der silikatbetonten Schiefer und Metavulkanite (Tab. 8).

Von 19. bis 21. September 2014 wurden durch R. Berka, G. Fellerger, Th. Schifko, G. Schubert und G. Völkl im Raum Fieberbrunn ausgewählte Quellen chemisch beprobt und im geochemischen Labor der Geologischen Bundesanstalt auch auf gelöste Spuren von Metallen hin untersucht, um zu sehen, wieweit sich die Ver-

	WVA Fieberbrunn Stollenquelle (HUS)	WVA Kitzbühel Fichterquelle (argeumweit)	WVA Jochberg Weinstubenquellen (Institut für Hygiene)	WVA Jochberg Thennerquelle 1 (Institut für Hygiene)	WVA Jochberg Hausleiterquelle 2 (Institut für Hygiene)
Datum der Probenahme	12.05.1998	25.11.2010	10.06.1997	10.06.1997	10.06.1997
Schüttung [l/s]		4,17	1,7	0,6	0,7
Temperatur [°C]		6,6	7,8	8,6	7,6
pH		8,49	6,97*	7,14*	6,63*
Elektr. Leitfähigkeit [µS/cm]		354	160	175	76
Gesamthärte [°dH]	12,1	11,84	4,10	4,49	1,81
Karbonathärte [°dH]	9,1	10,76	3,32	3,60	1,39
Ca [mg/l]	42,1	41,4	22,1	26,1	8,8
Mg [mg/l]	26,9	26,3	4,3	3,6	2,5
K [mg/l]	0,4	0,3	0,8	0,5	0,8
Na [mg/l]	0,2	0,4	3,8	3,9	2,9
Fe [mg/l]		< 0,009	0,03	0,05	0,07
HCO ₃ [mg/l]	217	231,2	72,4	78,5	30,2
NO ₃ [mg/l]	3,0	2,2	0,5	0,7	3,0
Cl [mg/l]	0,6	0,4	1,0	1,0	1,4
SO ₄ [mg/l]	32,7	10,4	20,4	22,2	9,5
F [mg/l]		< 0,5	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sr [mg/l]					
Ba [mg/l]					
Li [mg/l]					
Cu [mg/l]					
Zn [mg/l]					
Pb [mg/l]					
Cd [mg/l]					
As [mg/l]					
U [mg/l]					

Tab. 8.

Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Quellen auf Kartenblatt Kitzbühel: Die genannten Quellen der WVA Fieberbrunn und WVA Kitzbühel sowie die Schreienden Brunnen und die Quelle in Schweinest beziehen ihr Wasser aus der Spielbergdolomit-Gruppe und weisen deutlich höhere Lösungsinhalte und pH-Werte auf, als die Quellen der WVA Jochberg. Letztere sollen als Beispiel für Wässer aus siliziklastischen Schiefern dienen. Die Quelle bei der Gebra-kapelle tritt im Bereich eines aufgelassenen Eisenbergbaus und die Quelle bei der Niederalm aus quartären Lockersedimenten aus.

WVA Jochberg Ederdörfquelle 1 (Institut für Hygiene)	WVA Jochberg Obere Baubergquelle (Institut für Hygiene)	Quelle Schreiende Brun- nen, Hörndlinger Graben (GBA)	Quelle 460 m SW Nieder- alm, linksufrig im Hörndlinger Graben (GBA)	Quelle 140 m SSW Gebra- kapelle (GBA)	Quelle in Schweinest, ca. 800 m südlich Zentrum Fieberbrunn (GBA)
10.06.1997	10.06.1997	19.08.2014	19.08.2014	20.08.2014	20.08.2014
0,2	3,07	30**	9**	0,2**	1,5**
7,1	7,7	6,3	5,7	5,8	8,3
6,35*	6,52*	8,11	7,64	7,67	7,74
69	62	226	82	448	384
1,59	1,55	7,0	2,3	13,1	11,4
1,08	1,15	6,1	2,2	12,8	11,4
7,9	8,0	26,78	14,40	34,07	36,3
2,1	1,9	14,09	1,08	36,20	27,6
0,4	0,4	0,22	0,20	1,68	0,4
2,7	2,5	0,26	0,80	9,55	0,7
0,04	0,06	0,001	0,003	0,001	0,005
23,6	25,1	131,68	48,34	278,31	247,04
1,2	1,1	1,33	1,64	2,14	3,0
0,3	0,3	< 0,50	< 0,50	0,73	0,6
13,8	11,2	13,48	2,72	22,19	9,7
< 0,2	< 0,2	< 0,050	< 0,050	0,06	< 0,050
		0,0657	0,0351	0,1449	0,0535
		0,0169	0,0115	0,0160	0,1181
		0,0007	0,0005	0,0093	0,0011
		0,0004	0,0004	0,0011	0,0023
		0,0092	0,0022	0,0035	0,0044
		< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0367
		< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001
		0,0003	0,0002	0,0003	0,0001
		0,0004	< 0,0001	0,0003	0,0002

Abkürzungen: argeumwelt = ARGE Umwelt-Hygiene GmbH, Innsbruck; GBA = Geologische Bundesanstalt; HUS = Hydrologische Untersuchungsstelle Salzburg; Institut für Hygiene = Institut für Hygiene der Leopold-Franzens-Universität, Innsbruck.

* nicht vor Ort, sondern im Labor gemessen; **geschätzt.

Die nicht von der GBA gemessenen Analysen stammen aus dem Wasserbuch der Bezirkshauptmannschaft Kitzbühel (Postzahl 4/96 und 4/98).

erzungen im Lösungsinhalt dieser Wässer niederschlagen (G. Völkl war bei der Auswahl der Probenahmestellen behilflich). Ein Teil der Messergebnisse wurde in Tabelle 8 aufgenommen. Hervorzuheben ist, dass bei einer Quelle in Schweinest – diese wird in einem alten Stollen gefasst – eine deutliche Überschreitung des Parameterwerts für Blei festzustellen war: Während der aktuell gültige Parameterwert der Trinkwasserverordnung 10 µg/l beträgt, waren im Wasser der Quelle in Schweinest 36,7 µg/l Blei gelöst. Bei den anderen untersuchten Parametern waren die Analyseergebnisse nicht auffällig.



Abb. 77. Ergebnis des Markierungsversuches Wildseeloder 1986 nach Völkl (1986), Geologie nach Heinisch et al. (2003): Von den zahlreichen Beobachtungsstellen (schwarze Punkte) konnte nur an den Schreierbrunn (Nr. 8) und am Masgrabenbach (Nr. 7) ein Uranindurchgang nachgewiesen werden.

1986 wurde von G. Völkl im Dolomitstock des Wildseeloder – das ist jener Abschnitt der Spielbergdolomite, der im Westen vom Pletzergraben und im Osten vom Tal der Schwarzache (Hörndlinger Graben) begrenzt wird – ein Markierungsversuch durchgeführt. Abbildung 77 enthält eine Übersicht zur Lage der beobachteten Messstellen und zum Ergebnis. VÖLKL (1986: 5) berichtet dazu: „Der Abfluß des Wildsees zum Zeitpunkt der Einspeisung fließt nach wenigen Metern Lauf in einen 10 x 4 Meter weiten und 3–7 Meter tiefen Felskessel, an dessen westlicher Seite sich ein Schacht öffnet. Ein Teil des Wassers versickert bereits beim Eintritt in den Felskessel, der Rest stürzt direkt in den Schacht. Der an einer Nord – Süd verlaufenden Kluft angelegte Schacht führt ca. 8 m senkrecht in die Tiefe und mündet dann in eine steil abfallende geräumige Halle mit Blockboden.“ Weiters berichtet VÖLKL (1986), dass hier am 13. September 1986 in der Zeit von 13:00 bis 13:10 Uhr 1 kg Uranin, vorgelöst in 10 l Wasser, eingespeist wurde. An den Schreienden Brunnen (Beobachtungsstelle 8 in Abbildung 77) im Hörndlinger Graben erfolgte der Wiederaustritt bereits nach drei Tagen. Der erste Nachweis wurde in der Probe 16.09.1986, 18 Uhr, erbracht. Bereits am 17. September 1986, 15:20 Uhr, erreichte der Uranindurchgang mit 32,9 mg/m³ seine höchste Konzentration und fiel danach kontinuierlich ab. Sieben Tage nach der Einspeisung, d.h. am 20. September 1986, waren erstmals Spuren an der Beobachtungsstelle 7 im Masgrabenbach festgestellt. Hier wurde das Maximum am 22. September 1986 mit 0,007 mg/m³ erreicht. Im Zuge von zusätzlichen Beprobungen konnte der Farbdurchgang bei der Beobachtungsstelle 7 auf den Ausfluss der Rosenbachlquelle auf der Liendlwaldalm (Beobachtungsstelle 19 in Abbildung 77) zurückgeführt werden. Zum Zeitpunkt des Versuchs herrschten Niederwasserverhältnisse; bei den Schreienden Brunnen war ein Abfluss von 20 l/s (Abb. 78) und beim Wildsee ein Abfluss von 3,5 l/s zu beobachten. Im Bericht von VÖLKL (1986) wurden alle Messergebnisse bis einschließlich 6. Oktober 1986 berücksichtigt.

Die Quellgruppe Schreiende Brunnen ist heute als Messstelle des Hydrographischen Dienstes eingerichtet. Bei dieser handelt es sich um eine typische Karstquelle, wie auch die starken Schüttungsschwankungen im Jahresgang in Abbildung 78 untermauern. Mit den höheren Schüttungen sind eine Verringerung der elektrischen Leitfähigkeit und ein Temperaturrückgang verbunden (Abb. 78). Laut mündlicher Mitteilung von G. Völkl kann bei den Schreienden Brunnen zur Zeit der Schneeschmelze das gleiche Verhalten auch in deutlich kleinerer zeitlicher Auflösung, nämlich im Tagesgang, beobachtet werden.

Die für die zentrale Wasserversorgung bedeutendsten Wasserspender auf Kartenblatt Kitzbühel sind die quartären Talfüllungen. Der ergiebigste Brunnen des Kartenblattes ist der etwa 20 m tiefe Tiefbrunnen Langau der Wasserversorgung (WVA) Kitzbühel. Dieser befindet sich etwa 2,4 km südwestlich des Stadtzentrums in der Talfüllung der Großen Ach und weist nach der Urkundensammlung des Wasserbuches der Bezirkshauptmannschaft Kitzbühel, Postzahl 4/96, einen Konsens von 150 l/s bzw. eine Leistung von 120 l/s auf. Im selben Tal auf Kartenblatt Kitzbühel sind auch die Brunnen Oberndorf, Brunnen Süd (Konsens 10 l/s, ebenfalls WVA Kitzbühel und Postzahl 4/96), der Brunnen Wiesenschwang und das Pumpwerk Steinerbach (beide WVA Oberndorf, Konsens 20 l/s und 5 l/s, Postzahl 4/165) und der Tiefbrunnen (TB) Hechenmoos der WVA Aurach (Postzahl 4/755). Ergiebige Grundwasserentnahmen sind auch der Brunnen Gundhabing (Konsens 25 l/s) und der Tiefbrunnen Lusbach (Konsens 15 l/s); beide gehören zur WVA Reith bei Kitzbühel (Postzahl 4/868) und befinden sich im Bereich der Talfüllung der Reither Ache (Tab. 7, Tafel 3). Auch die WVA St. Jakob in Haus nutzt einen Tiefbrunnen mit einem Konsens von 13 l/s (Postzahl 4/258); dieser befindet sich ebenfalls im Verbreitungsgebiet von quartären Lockersedimenten. Wie im vorliegenden Erläuterungsband in

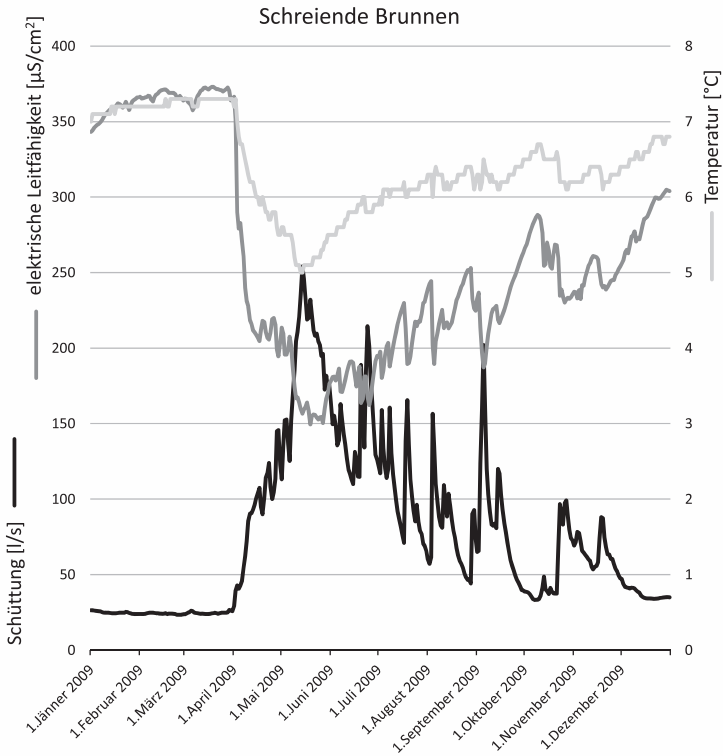


Abb. 78.

Jahresgang der Schüttung, Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit bei der Quellmessstelle 395343, Schreiende Brunnen, des Hydrographischen Dienstes im Jahr 2009 nach den Tagesmittelwerten aus dem eHYD (abgefragt am: 28.08.2014).

den Kapiteln 5.5 und 6.4 aufgezeigt wird (einige der in diesem Kapitel enthaltenen Bohrprofile stammen von erwähnten Brunnen), können die quartären Sedimente in den Tälern auch in vertikaler Richtung stark wechseln. Daher ist in diesem Bereich für die erfolgreiche Erschließung und den Schutz von Grundwasser eine detaillierte Kenntnis des Untergrundes besonders wichtig.

Als Besonderheit auf Kartenblatt Kitzbühel sind zudem zwei Schwefelquellen zu nennen (siehe Geologische Karte). Während die Schwefelquelle von Fieberbrunn bereits versiegt ist (CARLÉ, 1975: 517), wird die Schwefelquelle von Burgwies für Heilzwecke genutzt (<http://www.heilbad-burgwies.at/>; abgefragt am 02.09.2014). Die Schwefelquelle von Fieberbrunn kommt im Verbreitungsgebiet der Gröden-Formation zu liegen, während die Schwefelquelle von Burgwies an Phyllite der Grauwackenzone gebunden ist. Tabelle 9 enthält hydrochemische Analysen dieser Schwefelwässer.

	Schwefelquelle Fieberbrunn	Heilquelle Burgwies
Temperatur [°C]	15,3	15,0
pH		7,92
Elektr. Leitfähigkeit		641
Gesamthärte [°dH]		11,8
Karbonathärte [°dH]		11,8
Ca [mg/l]	21,53	41,3
Mg [mg/l]	7,17	26,0
Na [mg/l]	0,81	57,1
K [mg/l]		4,7
Sr [mg/l]		0,8301
Ba [mg/l]		0,1362
Li [mg/l]		0,0312
Rb [mg/l]		0,0038
Cs [mg/l]		0,0001
Fe [mg/l]	0,87	0,036
Mn [mg/l]		0,0109
HCO ₃ [mg/l]	77,97	308,1
Cl [mg/l]	1,25	43,5
SO ₄ [mg/l]	19,92	28,9
NO ₃ [mg/l]		< 0,5
o-PO ₄ [mg/l]		< 0,5
H ₂ S [mg/l]	3,40	
H ₂ SiO ₃ [mg/l]	1,66	
F [mg/l]		0,52
Al [mg/l]		0,0016
As [mg/l]		0,0003
Cd [mg/l]		< 0,0001
Co [mg/l]		< 0,0001
Cr [mg/l]		0,0001
Hg [mg/l]		< 0,0001
Mo [mg/l]		0,0004
Ni [mg/l]		< 0,0001
Pb [mg/l]		0,0001
Sb [mg/l]		< 0,0001
U [mg/l]		< 0,0001
V [mg/l]		0,0002

Tab. 9.

Wasseranalyse zu den beiden Schwefelquellen auf Kartenblatt Kitzbühel: Die Schwefelquelle in Fieberbrunn ist bereits versiegt (Analyse SPENGLER, 1877, in: CARLÉ, 1975: 517). Die Heilquelle Burgwies befindet sich im Salzachtal, 1,5 km westlich von Stuhlfelden. Diese Schwefelquelle wurde am 22. Juni 2011 durch R. Berka, G. Pestal und G. Schubert beprobt und im geochemischen Labor der Geologischen Bundesanstalt analysiert.

9. Rohstoffe

(M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL)

9.1. Baurohstoffe

Lockergesteine

Auf der Karte sind die kleine Steinentnahmestelle an der Forststraße Griebenbodenalm im Hangschutt von massivem Dolomit der Wildseeloder-Einheit (Grauwackenzone, **46**) und der in Betrieb befindliche Abbau von karbonatischem Hangschutt (**9** und **118** im Bereich Wennis-Vitlehen, vorwiegend Kalkmarmor) westlich Hollersbach eingetragen. Von hier gegen Westen hat FÜRLINGER (1989) im Hangschutt ein weiteres Vorkommen im Rahmen des Rohstoffsicherungskonzeptes ausgewiesen. Die beiden südlich Mühlbach gelegenen Abbaue sind nicht mehr in Betrieb, einer ging nur im Hangschutt um, im anderen wurde sowohl Hangschutt als auch Festgestein (Kap. 9.2) abgebaut. Im Bereich des Eisrandkörpers (**22**) wurden im Jahr 2007 bei Hollersbach knapp 100.000 m³ Kiessand mit Schlufflagen für den Dichtkern des Hochwasserschutzdammes in Mittersill entnommen, das Gelände wird rekultiviert. Periodische Geschiebeentnahmen sind aus dem Wieseneggbach, aus der Salzach unterhalb der Mündung des Steinbaches, aus dem Hollersbach und im Stubbachtal aus dem Scheiter- und Sturmbach bekannt.

Festgesteine

Im Bereich der Glemmtal-Einheit treten am nördlichen Kartenblattrand mächtige Lagergänge von metamorphen gabbroiden Ganggesteinen (**81**) auf, die unter dem Handelsnamen Diabas rohstoffwirtschaftlich genutzt werden. Der Diabasabbau der Hartsteinwerk Kitzbühel GesmbH in Oberndorf, nördlich von Kitzbühel, ist dabei einer der wichtigsten Rohstoffbetriebe auf dem Kartenblatt Kitzbühel und gleichzeitig auch einer der größten Diabasabbaue Österreichs (siehe Bergbaugelände südöstlich Oberndorf in Abb. 27). Der Lagerstättenkörper im bestehenden Abbaubetrieb setzt sich im Wesentlichen aus vier Diabaslagergängen zusammen, die weitgehend konkordant innerhalb metasiliklastischer Sedimentabfolgen der Schattberg-Formation liegen. Die Diabaskörper streichen generell in WSW–ENE-Richtung und fallen zwischen 30° und 65° nach Süden ein (ANTHES, 2004). Gegen das Liegende und gegen Norden werden die Lagergänge von Tonschiefern begrenzt. Im südöstlichen Teil der Lagerstätte ändert sich die Streichrichtung der Diabase durch Auslinsen und Einschaltungen von Metatuffiten. Gegen Süden nimmt zudem die Überlagerung durch quartäres Moränenmaterial zu. Die Lagerstätte setzt sich in westlicher Richtung fort und ist durch Kernbohrungen bis auf Niveau von 670 m Höhe nachgewiesen. Die metamorphen gabbroiden Intrusiva („Diabas“) sind im Abbaubereich relativ feinkörnig bis dicht entwickelt und weisen eine holokristalline-porphyrische Struktur auf (ANTHES, 2004). Hinsichtlich Mineralbestand dominieren Pyroxen, Plagioklas und Hornblende. Der Rohstoff Diabas wird am Standort in Oberndorf seit 1955 genutzt. Der Abbau wurde hier auf Betreiben der Österreichischen Bundesbahnen (ÖBB) gegründet und konzentrierte sich in dieser Anfangsphase ausschließlich auf die Produktion von Gleisschottern für Westösterreich. Ab den späteren 1960er Jahren wurde das Werk zu einem der modernsten und leistungsfähigsten Steinbruchunternehmen Österreichs mit einer diversifizierten Produktpalette ausgebaut. Der abgebaute Diabas wird vorrangig zur Produktion von Edelsplitten und Schottern für den Straßen- und Bahnbau verwendet. Der Rohstoff zeichnet sich durch hohe Materialeigenschaften aus. Für die Verwendung als Eisenbahnschotter ist die hohe Druck- und Schlagbeständigkeit des Diabas-Rohstoffes aus Oberndorf ausschlaggebend. Die Verwendung als Edelsplitte für den hochwertigen Straßenbau verdankt

der Rohstoff vor allem seiner hohen Polierresistenz bzw. der Frosttausalzbeständigkeit. Weitere Anwendung findet der Diabas in Brechkörnungen für die Betonindustrie, in der Putz- und Mörtelerzeugung und als Frostkoffermaterial für den Straßenunterbau. Grobsteinprodukte werden zudem als Flussbau- und Mauerbausteine gewonnen. Seit dem Ende der 1980er Jahre werden in einer eigenen Mahlanlage zusätzlich Füller- und Feinsande produziert, die unter der Bezeichnung „BIO-LIT-Urgesteinsmehl“ vermarktet werden. Die jährliche Gesamtgewinnung an brechfähigem Material beträgt rund 550.000 t, die von Schüttmaterial rund 100.000 t. Die Diabasgewinnung erfolgt im Tagbau mit durchschnittlichen Etagenhöhen von 20 m im Sprengbetrieb. Die Förderung des Haufwerks zur Aufbereitungsanlage wird mittels Radlader und Muldenkipper durchgeführt. Der Aufbereitungsprozess besteht im Wesentlichen aus drei Brechstufen und einer trockenen Klassierung.

Weitere rohstoffwirtschaftlich erkundete Diabasvorkommen befinden sich auch am NE-Abhang des Kitzbüheler Horns (MOSTLER, 1982). Im Bereich des Trattenbachs südwestlich Enterpfarr bestand zeitweilig ein kleiner Bedarfsabbau unter Verwendung einer mobilen Aufbereitungsanlage.

Das Vorkommen der als Hahnenkammbrekzie und Schattbergstein bekannten unterpermischen Basisbrekzie (42) mit Kalk- und Dolomitfragmenten in roter Matrix wurde von MOSTLER (1979) im Zuge der Neuaufnahme der Tiroler Bau- und Dekorsteine untersucht und in drei Typen gegliedert. Ein kleiner, verwachsener Steinbruch liegt am Fuß des Hahnenkamms unterhalb des Wirtshauses Einsiedelei im Ehrenbachgebiet. Der inzwischen aufgelassene Steinbruch im devonischen, gebankten Dolomit (45) der Spielbergdolomit-Gruppe nördlich des Bahnhofes Kitzbühel wurde von SCHMIDEGG (1949) beschrieben. Der große Abbau im Dolomitmarmor von Utten-dorf (97) lieferte Straßenbaumaterial und Steine für Flussregulierungen (KIESLINGER, 1964), der Bruch ist verwachsen. Mehrere kleine und nicht mehr in Betrieb befindliche Steinbrüche auf Marmor liegen im südöstlichen Teil des Kartenblattes in dem Karbonatzug (118) zwischen Wilhelmsdorf und Scheitern. Der große, bereits erwähnte Marmor- und Schuttabbau südlich Mühlbach im Wennis-Vitlehener-Zug ist ebenfalls eingestellt.

Bei der Brunnalm ist gemäß Steinbruchkartei angeblich Kalktuff für den Bahnbau um 1875 und vermutlich auch für eine Reihe von alten Torgewänden in Kitzbühel gebrochen worden.

9.2. Industriemineralie

Magnesit

Der aktuell bedeutendste Rohstoffabbau auf Blatt 122 ist der Magnesitbergbau Weißenstein bei Hochfilzen, der als Tagbaubetrieb seit 1972 in Betrieb steht. Dieser Bergbau zählt zu der rund 5 km südsüdwestlich bis südwestlich von Hochfilzen gelegenen Magnesitlagerstätte Bürglkopf (Ofenberg)-Weißenstein (Abb. 79), deren Westausläufer (Tagbau Weißenstein) noch auf Blatt 122 Kitzbühel liegt. Die gesamte Lagerstätte verläuft mit einer E-W-Ausdehnung von rund 2,5 km generell lagerförmig in Gesteinen der Spielbergdolomit-Gruppe. Trägergestein des bis zu 90 m mächtigen, plattenförmigen Magnesitlagers ist ein Dolomitkomplex obersilurischen bis unterdevonischen Alters, der in tektonisch inverser Position im Allgemeinen gegen Süden einfällt. Der Magnesitkörper ist teils durch einen präzisen Lagenbau im Verband der Dolomitabfolge gegliedert, teils auch in diskordant zur Schichtung verlaufenden unregelmäßig gestalteten Magnesitarealen mit eingeschlossenen Dolomitgesteinsanteilen (WEBER, 1997). Der Mineralbestand von Gesteinen im Liegenden des Magnesitkörpers liefert Indikationen auf eine Metamorphose in niedrig tempe-



Abb. 79.

Blick vom Spielberghorn (2.044 m; Blatt 123 Zell am See) gegen Westen auf die Lagerstätte Bürglkopf (im Vordergrund)-Weissenstein (im Hintergrund). Foto: H. HEINISCH.

rierter Grünschieferfazies. Neben Magnesit als Hauptbestand der Mineralisationen treten als Begleitphasen auch Hämatit, Pyrit, Chalkopyrit, Markasit und Fahlerz auf (VAVTAR, 1976; HAJEK et al., 2011).

Hinsichtlich der noch immer umstrittenen Genese der alpinen Spatmagnesitlagerstätten liefert die Magnesitlagerstätte Bürglkopf-Weissenstein aufgrund ihrer petrografisch-gefügekundlichen Besonderheiten wertvolle Zusatzindikatoren. Für die Genese besonders interessant sind dabei die in Teilbereichen entwickelten, für Spatmagnesit ungewöhnlich feinkörnig erhaltenen Relikte im größtenteils mittelkörnig-kristallinen Magnesitlager.

Deformierte und postkinematische Texturen weisen auf mehrphasige Mineralisationen, bei denen die genauere Magnesium (Mg)-Herkunft und Anreicherungsprozesse aber noch ungeklärt sind. Mikrokristallin-lutitischer Feinlagenbau mit laminarem Korngrößenwechsel und typisch sedimentären Reliktgefügen vermittelt den Eindruck eines weitgehend ursprünglichen, vormetamorphen Altbestandes (SCHULZ & VAVTAR, 1989; WEBER, 1997). Dieser wurde durch Umkristallisation als Abbildungskristallisation und unregelmäßige metasomatische Konturenverlagerungen im Kontakt zu den Dolomitgesteinen aber weitgehend verdrängt. Die Regelung im kristallinen Magnesit und Dolomitekorngefüge beweist eine mechanische Deformation im Zuge orogener Beanspruchung. Postkinematische Magnesit-Wachstumsgefüge weisen auf metamorphe Neukristallisation hin. Die Abfolge Dolomit-Magnesit scheint durch mehrere Mg-Ausscheidungsphasen extern, aber auch intern durch metasomatische Stoffverschiebungen geprägt zu sein. Der weitaus größte Teil des Magnesitkörpers der Lagerstätte Bürglkopf-Weissenstein stellt ein sekundäres oder gar polykristallines Abbildungskristallinat dar, das in sich die primären sedimentären Merkmale eines älteren Gefüges übernommen hat und somit an die Stelle der Vorgängerstrukturen getreten ist (WEBER, 1997).

Die Frage, inwieweit für die marine diagenetische Mg-Anreicherung eine thermale Tätigkeit als Mg-Lieferant mitgewirkt hat, oder ob es sich nur um faziell bedingte Ausfällungsvorgänge gehandelt hat, ist noch offen.

Die Magnesitlagerstätte Bürglkopf-Weissenstein stellt mit ihrer lutitisch-mikro-kristallinen bis makrokristallinen Ausbildung jedenfalls ein genetisch verbindendes Glied zu den häufigeren Lagerstätten mit grobspätigen Magnesiten dar, von denen in Tirol nur Tux-Lanersbach als Beispiel aus der Innsbrucker Quarzphyllitzzone mit der Alterseinstufung an der Silur-Devon-Grenze zu erwähnen ist (WEBER, 1997).

Baryt

Im Gebiet des Kitzbüheler Horns (Wildseeloder-Einheit) ist eine Reihe kleinerer Baryt-Mineralisationen bekannt, die aber aufgrund ihres lokal begrenzten Auftretens und den geringen Konzentrationen keine wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben. Temporäre Abbauersuche bestanden im Bereich Wilder Hag (1.639 m), Streiteggalm, Gwindalm und Niedere Kogleralm.

Träbergestein der bedeutendsten Vorkommen in diesem Gebiet ist ein massiger unter- bis mitteldevischer Spielbergdolomit. Die Baryt-Mineralisationen stellen dabei ein verbindendes Glied zwischen den Fahlerz-Barytlagerstätten im Devon-Dolomit von St. Gertraudi-Brixlegg und den Fahlerz-Mineralisationen im Devon-Dolomit der Ottneralm (nördlich Brixen im Thale), der Blaufeldalm und der Brunnalm (SW Kitzbühel) dar (WEBER, 1997).

Die Barytanreicherungen sind bankungsgebunden und auf ca. 5 km Distanz zwischen dem Kitzbüheler Horn und Fieberbrunn verfolgbar (MOSTLER et al., 1982). Die Mineralisationen im Bereich des Stuckkogels (1.888 m) östlich von Kitzbühel bestehen meist aus feinschichtig parallelen Barytlinsen. Im gesamten mineralisierten Bereich im Süden und Südosten des Kitzbüheler Horns dominiert ein grobspätiger, extrem reiner, weißer Baryt („Blütenspat“) in horizontgebundener, aber flächig inhomogener Verteilung. Die Lagerstättenkörper sind teils lagerförmig, teils auch schlauchförmig mit s-diskordanten Begrenzungskonturen ausgebildet. Die Beurteilung der stratigrafischen Gebundenheit und räumlichen Anordnung der Erzkörper spricht für aszendente-hydrothermale Mineralisation im Devon, wodurch im Rahmen der metallogenetischen Verwandtschaft von Baryt und Fahlerz sowohl mit externer sedimentärer Anreicherung, als auch mit syndiagenetisch-diskordanter Mineralplatznahme und Verdrängungen zu rechnen ist (WEBER, 1997). Im Gegensatz dazu stehen allerdings die viel jüngeren, unbedeutenden Barytbildungen im permischen Verwitterungsbereich, die im Wesentlichen Spaltenfüllungen ehemaliger Paläokarstoberflächen darstellen (MOSTLER et al., 1982).

Hochwertige Karbonatgesteine

Die „massigen Dolomite“ der Spielbergdolomit-Gruppe (46) des Unter- bis Mitteldevon der Wildseeloder-Einheit der Grauwackenzone werden im Hinblick auf geochemische Reinheit als untersuchungswürdig eingeschätzt. Dies beruht auf der Analyse einer Gesteinsprobe vom Gipfelbereich des Kitzbüheler Horns. Zusammengefasst zeigen ihre geochemischen und weißmetrischen Werte 30,17 % CaO und 21,24 % MgO, bzw. 81,3 Y (D65/10°), vgl. MOSHAMMER (1999).

Der W-E verlaufende Karbonatgesteinszug „Wenns-Vitlehener Kalk“ (118) baut südlich von Mühlbach die untere Talflanke auf und wurde in zwei bereits länger aufgelassenen Steinbrüchen hauptsächlich zur Schottergewinnung genutzt. Entsprechend der neueren Bearbeitung von PESTAL et al. (2009) wird dieses Vorkommen zur Seidlwinkl-Formation (Mittel- und Obertrias) gestellt. Es handelt sich um überwiegend auffallend helle Kalzitmarmore, deren Rohstoffpotenzial wiederholt untersucht wurde (LOBITZER et al., 1981, 1982; MOSHAMMER, 1999, 2009). Demzufolge sind diese intensiv geklüfteten Kalzitmarmore durch den Gehalt an Schichtsilikaten und Erzpigmenten in ihrem Chelismus etwas inhomogen (94–97 % CaCO₃).

Die Färbung variiert ebenfalls zwischen untergeordnet grau bis weiß mit verschiedenen Farbtonungen. Helle Typen zeigen einen Hellbezugswert Y (D65/10°) um 90. Die Mächtigkeit und Verbreitung der Qualitäten sind noch nicht hinreichend bekannt.

Plagioklasit

Vom Latschinger Kogel im Bereich der Hartkaserhöhe (1.900 m) werden von AICHORN et al. (1980) mittel- bis grobkörnige Ganggesteine von intermediärer chemischer Zusammensetzung mit hohem, aber schwankendem Feldspatanteil (Albit) beschrieben (58).

9.3. Erze

Im Gebiet des Kartenblattes 122 treten in verschiedenen geologisch-tektonischen Einheiten zahlreiche Erzvorkommen und Erzlagerstätten mit variabler Genese und Wertstoffzusammensetzung auf. Der Bergbau-/Haldenkataster der Geologischen Bundesanstalt verzeichnet auf dem Kartenblatt insgesamt 89 Lokalitäten (84 Erz-, 5 Industriemineralabbau) mit bergbaulichen Erschließungen unterschiedlichster Dimension und Abbauperioden, wobei aus heutiger rohstoffwirtschaftlicher Sicht die meisten dieser Lagerstätten und Vorkommen keine besondere Bedeutung besitzen und lediglich von lokalem historischem bzw. wissenschaftlichem Interesse sind.

Penninikum

Habach-Gruppe – Hollersbach-Komplex

Im Bereich der zur Habach-Gruppe zählenden lithologisch-tektonischen Einheit liegt eine Reihe kleinerer stratiformer Kupfer-Schwefelkiesvererzungen. Der ehemalige Kupfer-Schwefelkies-Bergbau bei Mühlbach-Brenntal, einer der bedeutendsten Bergbaue im Oberpinzgau, ist der wichtigste dieses Vererzungstyps auf Blatt 122 Kitzbühel.

Die Lagerstätte besteht aus mehreren konkordanten W–E streichenden, ca. 60° S-fallenden Lagergängen, die in Chloritschiefern mit quarzreichen Tonschiefern im Liegenden und Gneisphylliten im Hangenden eingeschaltet sind (FEITZINGER, 1998). Die Mächtigkeit der Erzlager beträgt im Durchschnitt 1–2 m. Die Erze kommen meist in reinen, derben Partien vor, die vor allem aus Pyrit bestehen. Innerhalb der Derberzzone tritt Chalkopyrit in bänderartigen Strukturen von 0,3–0,5 m Mächtigkeit und Quarz als Gangart auf. Neben Pyrit und Chalkopyrit enthält die Vererzung noch gediegen Kupfer, Fahlerz, Cuprit, Bleiglanz, Pyrrhotin, Markasit, Magnetit, Galenit, Hämatit, Malachit und Azurit (STRASSER, 1989).

Ihrer Erscheinungsform und ihrem Mineralinhalt nach ist die Lagerstätte Mühlbach als syngenetische Vererzung innerhalb einer vulkanosedimentären Abfolge aufzufassen (FEITZINGER, 1998).

Eine weitere erwähnenswerte Vererzung stellt die imprägnative Nickel-Kupfervererzung Haidbachgraben (Gaiswand) im äußeren Felbertal dar. Hier wurde Ende des 18. Jahrhunderts ein kleiner Kupferabbau erwähnt. Die letzten, erfolglosen Untersuchungen 1938/1939 wurden gezielt im Hinblick auf das Nickelpotenzial durchgeführt.

Die Sulfidzirprägnationen treten in Amphiboliten und Chloritschiefern des Hollersbach-Komplexes auf. Der Mineralbestand umfasst Pyrrhotin, Chalkopyrit, Arsenopyrit, Pyrit, Magnetit, Sphalerit, Galenit, Pentlandit sowie einige Ni-Co-Sekundär-

phasen. Die Vererzung weist zudem geringe Pt- und Pd-Gehalte (bis 0,6 ppm) auf (WEBER, 1997). Im Zuge jüngster Untersuchungen von Probenmaterial dieser Lagerstätte sind eine Reihe von Platinmineralen und verschiedene Telluride neu entdeckt worden (mündl. Mitt. F. MELCHER, MUL).

Oberostalpin

Koralpe-Wölz-Deckensystem

Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

Der altpaläozoische Innsbrucker Quarzphyllit enthält zahlreiche Lagerstätten unterschiedlicher Erzparagenesen, die hinsichtlich der stoffparallelen Anreicherungen sowie der orogenetischen und metamorphen Veränderungen Ähnlichkeiten mit den altpaläozoischen Vererzungen der Grauwackenzone aufweisen. Die einzige bekannte Lagerstätte dieser tektonischen Einheit auf Blatt 122 ist die Sulfidlagerstätte Rettenbach.

Die Lagerstätte befindet sich knapp im Grenzbereich zur Uttendorfer Schuppenzone in Serizitphyllit- und Grafitphyllitlagen, wobei der hangendste Teil der Vererzung sich in den benachbarten Gesteinen der Uttendorfer Schuppenzone fortsetzt. Die Lagerstätte unterscheidet sich jedoch aufgrund der begleitenden, teilweise komplexen Erzminerale und dem Nebengesteinschemismus deutlich von den relativ monotonen Pyrit-Kupferkiesvererzungen der Grauwackenzone (GARBE-SCHÖNBERG, 1990). Begleitminerale sind Ni-haltiger Pyrrhotin, Chalkopyrit, Arsenopyrit, Cubanit, Valerit, Bournonit, Boulangerit, Tetraedrit, Bornit, Stannit, Berthierit, Jamesonit, Gudmundit, Millerit, Galenit, Sphalerit, Molybdänit und Stibnit (FRIEDRICH, 1969; UNGER, 1969, 1971; GARBE-SCHÖNBERG, 1990).

Insgesamt können in Rettenbach drei, durch Zwischenschiefer und Imprägnationszonen sowohl räumlich als auch zeitlich getrennte Derberzkörper unterschieden werden, was auf wechselnde sedimentäre Rhythmen hinweist (UNGER, 1969). Hinsichtlich der Vererzungsogenese wird ein hydrothermal-synsedimentärer Ursprung mit einer metamorphen Überprägung in einer schwach temperierten Grünschieferfazies angenommen (UNGER, 1971; GARBE-SCHÖNBERG, 1990).

Tirolisch-Norisches Deckensystem

Glemmtal-Einheit

Kupfer-Fahlerz-Vererzungen

Im Nordwestabschnitt der Glemmtal-Einheit im Raum Kitzbühel–Oberndorf sind in siltig-tonigen Nebengesteinen zahlreiche Fahlerz führende Kupfervererzungen bekannt, von denen jene des Röhrerbühel (auf Nachbarblatt 91 Sankt Johann in Tirol) ohne Zweifel die bedeutendste ist. Bei den Vererzungen handelt es sich sowohl um schichtkonkordant im Nebengestein eingelagerte Sulfidvererzungen, als auch um (lager-) gang- bis klufftörmige Mineralisationen. Die Vererzungen streichen vorwiegend E–W bis ENE–WSW und fallen durchwegs mittelsteil bis steil gegen Süden bzw. Südsüdost ein. Das Nebengestein wird von dunkelgrauen Tonschiefern, häufig aber auch von leukoxenreichen Tonschiefern ausgebildet, die aufgrund ihrer markanten Färbung („Falbenschiefer“) ausgezeichnete Leithorizonte darstellen. Auffallend ist daneben auch die Nähe der Vererzungen zu basischen Metavulkaniten. Die Vererzung besteht in häufig unterschiedlichen Mengenverhältnissen vor allem aus Chalkopyrit, Fahlerz und Pyrit, die bereichsweise mehrere dm-mächtige Derberzlagen entwickeln. Begleitet wird die Hauptvererzung durch Gersdorffit, Ga-

lenit, Sphalerit und Markasit (VOHRYZKA, 1968; SCHERMANN et al., 1992). Als Gang-/Lagerart treten vorwiegend Quarz, Eisenkarbonate und Baryt auf. Durch vorwiegend N-S streichende Verwerfungszonen sind die Erzlager sehr absetzig und mit Ausnahme der Lagerstätte Röhrerbühel dadurch meist von relativ geringer Streicherstreckung. In den beiden wichtigsten Lagerstätten dieses Typus auf Blatt 122, Sinnwell und Schattberg (mit geringerer Fahlerzführung), wurden durch den Bergbau jeweils drei Haupterzlager erschlossen. Während in der älteren Literatur trotz der schichtkonkordanten Lagerung epigenetische Gangvererzungen angenommen wurden, geht man heute von einer syngenetischen Erzanreicherung im Zusammenhang mit einem Intraplatten-Basaltvulkanismus und einer eoalpinen metamorphen Überprägung der Lagerstätten aus (SCHULZ, 1972, 1974, 1986; HEINISCH et al., 1988; STEINER, 2011).

Kupfer-Eisenspat-Vererzungen

Die überwiegende Zahl der Sulfidvererzungen im südlichen Teil der Glemmtal-Einheit zählt genetisch zu diesem Vererzungstypus, der in der Grauwackenzone weit verbreitet und gegen Osten bis östlich von St. Johann im Pongau verfolgbar ist. Die zahlreichen Vererzungen in dieser Einheit befinden sich in feinkörnigen Silt- bis Tonsteinen und stehen zumeist in einer Kausalbeziehung mit vulkanosedimentären Abfolgen bzw. basischen Vulkaniten. Auf Grund der Untersuchung der stabilen Spurenelemente werden diese basaltischen Abfolgen als Intraplattenmagmatite und Tholeiite eines marginalen Beckenbereiches interpretiert (HEINISCH et al., 1988; WEBER, 1997; STEINER, 2011). Minerogenetisch handelt es dabei vor allem um relativ monotone Chalkopyrit-Pyrit-Lagerstätten (z.T. mit Ni-Co-Arseniden), die teilweise zu Eisenkarbonat-/Hämatitlagerstätten vom Lahn Dill Typ überleiten.

Die wichtigsten Vertreter dieser Cu-Fe-S-Mineralisationen auf dem gegenständlichen Kartenblatt sind die beiden Kupferlagerstätten Kelchalpe und Kupferplatte (Jochberg). Die beiden Lagerstätten bestehen aus mehreren Lagergängen, die analog zu den vorherrschenden Strukturelementen NE-SW-Streichrichtung mit mittelsteilem Einfallen gegen SE (Kelchalpe) bzw. N-S-Streichrichtung mit steilem E-Einfallen (Kupferplatte) aufweisen. Die Mächtigkeit der Erzkörper liegt im Mittel nicht über 1,5 m (FEUCHTER, 1934, 1935). Die Absetzigkeit der Lagerstättenkörper ist im Wesentlichen durch N-S und teilweise auch E-W verlaufende Verwerfungen bedingt.

Bei den Haupterzmineralen dominieren eindeutig Chalkopyrit und Pyrit. Seltene Begleitmineralisationen sind Arsenopyrit, Sphalerit, Covellin, Bornit, Pyrrhotin, Chalkosin, Digenit, Hämatit, Markasit, Magnetit und Zinnober (NEINAVAE et al., 2000; STRASSER, 2008; STEINER, 2011). Die Gang-/Lagerart besteht im Wesentlichen aus Quarz und Ankerit, wobei in den vererzten Bereichen Quarz eindeutig dominiert.

Die Ausbildungsform der Hauptvererzung ist vorwiegend eine Derberzbildung in relativ mächtigen Linsen und Lagergängen. Die Sulfiderze liegen weiters in Form von kleinen Nestern innerhalb der Quarzgangart.

Die bedeutendsten Vertreter des von Eisenkarbonat dominierten Typus sind die Lagerstätten Gebra-Lannern, Foidling und Hochalpe. Diese Lagerstätten bestehen im Wesentlichen aus schichtkonkordanten Lagergangvererzungen. Analog zur Hauptstreichrichtung der Nebengesteine streichen die Lagergänge annähernd ENE-WSW mit mittelsteilem bis steilem Einfallen gegen SSE. Die Mächtigkeitsangaben zu den Erzlagern schwanken, die mittlere Mächtigkeit dürfte aber meist unter 1 m gelegen sein. Neben den Derberzentwicklungen in den Lagergängen sind auch feinlamellierte Wechsellagerungen mit dem Nebengestein zu beobachten, die häufig auch eine gemeinsame Feinfältelung bzw. rupturale Verformung zeigen (SCHULZ, 1971).

Die Hauptvererzung besteht aus Pistomesit (CHAZIDIMITRIADIS, 1969; SCHULZ, 1971) aus der $\text{FeCO}_3/\text{MgCO}_3$ -Mischreihe. Vereinzelt sind Pyrit, Kupferkies, Zinnober und gediegen Quecksilber zu beobachten. Als Gangart treten vorwiegend Ankerit und Quarz auf.

Kleinere Vorkommen von Hämatit-Mineralisationen sind im Bereich des Staffkogels (2.115 m) bzw. auf der Sanhartsalpe (auf Blatt 123 Zell am See) zu beobachten.

Die Mineralisationen in allen diesen Lagerstätten zeigen eine Reihe von gemeinsamen Merkmalen, die zur genetischen Kennzeichnung herangezogen werden können (WEBER, 1997):

- Schicht- und Zeitgebundenheit an einige Horizonte der Metasiliziklastika mit stoffkonkordanter Metallanreicherung, z.T. feinschichtig im alternierenden Lagerbau von Erz- und Nebengesteinsparagenese.
- Leitschichten im Nahbereich der Erzlager, vor allem Metavulkanite, Metatuffe, Metatuffite in Form von rutilreichen Chlorit-Serizit-Quarzphylliten.
- Übereinstimmung der Makro- und Mikroverformungen im Gesteins- und Lagerstättenkörper.
- Eoalpine Überprägung (Untere Grünschieferfazies) mit teilweiser Remobilisierung des Erzbestandes.

Auf Grund der beobachteten Gefügemerkmale wird die Lagerstättenbildung auf eine ursprünglich submarine hydrothermale Metallzufuhr in Form mehrere Meter mächtiger Erzlager zurückgeführt, die sich in teilweise unterschiedlichen vulkanosedimentären Faziesräumen gebildet haben, aber in einem genetischen Zusammenhang stehen (GARBE-SCHÖNBERG, 1990). Diese faziesgebundene Metallverteilung spiegelt sich auch in einem Übergang einer Sulfidfazies (Chalkopyrit, Pyrit, Sphalerit, Galenit) zu einer Karbonatfazies (Siderit/Pistomesit) wider. Jüngere Vererzungsstrukturen korrelieren mit einem eoalpinen Metamorphoseereignis.

Wildseeloder-Einheit / Hochhörndler Schuppenzone

Polymetallische Fahlerz-(Blei-)Vererzungen

Die fahlerzdominierten Vererzungen treten sowohl in der Wildseeloder-Einheit als auch im stratigrafisch vergleichbaren Serienbestand innerhalb der Hochhörndler Schuppenzone auf. Als Nebengesteine sind vereinzelt ordovizischer Blasseneck-Porphyr und teilweise auch silurische Lydite (z.B. Blaufeldalm) zu beobachten. Die bedeutendsten Lagerstätten dieses Typus (z.B. Brunnalm) befinden sich hingegen stratiform im silurischen Dolomit-Kieselschiefer-Komplex. Diese Vererzung zeigt eine auffallende Horizontbindung an dunkle, braun anwitternde Dolomitgesteine, die im Lokalbereich variierend meist flach gegen Süd bis Südost einfallen. Die Vererzung im Bereich der Brunnalm folgt zum Teil schichtdiskordanten Ankerit-Dolomit-Klüften bzw. ist in Form von diffusen Ankerit-Dolomit-Fahlerznestern angelegt. Gelegentlich findet man auch monomikte Deformationsbrekzien mit grobspätigem Dolomit und Fahlerz als Bindemittel. Abgesehen von lokal dominierendem epigenetischem Vererzungsgefüge sind aber auch immer wieder streng lagige, schichtparallel ausgerichtete Erzanlagerungen innerhalb der dunklen Dolomite zu beobachten. Die nicht lagig angeordneten Erzmineralisationen werden als jüngere Sammel- und Umkristallite altpaläozoischer sedimentärer Bildungen gedeutet (VAVTAR, 1977).

Als Haupterzparagenesen treten vorwiegend Fahlerz und Kupferkies auf. Bei den Fahlerzen handelt es sich nach VAVTAR (1977) um Mischkristalle von Cu-Sb-Fahlerz (Tetraedrit) und Cu-As-Fahlerz (Tennantit). Daneben wurden in untergeordnetem Ausmaß noch Pyrit, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Pentlandit, Covellin, Digenit, Chalkosin,

Hämatit, Markasit, Magnetit, Sphalerit, Galenit, gediegen Wismut, Boulangerit und Zinnober bestimmt (POSEPNY, 1880; VOHRZYKA, 1968; VAVTAR, 1977; NEINAVAIIE et al., 2000).

Neben fahlerzbetonten Mineralisationen sind innerhalb der Wildseeloder-Einheit auch ausgesprochen Blei-Zink-betonte Mineralisationen bekannt, die dort innerhalb des devonischen Spielbergdolomits auftreten (Lagerstätten Rohr-Koglererb, Schweinest-Rettenwand). Nach MOSTLER (1970a) sind diese Vererzungen örtlich im Bereich von Überschiebungsbahnen angeordnet. Aus genetischer Sicht wird daher angenommen, dass diese schichtgebundenen Vererzungen in jüngerer Zeit mobilisiert wurden.

Alpiner Buntsandstein

Uranmineralisation

Feinklastische rote Sedimente des Alpinen Buntsandsteins im Bereich Fieberbrunn und Hochfilzen sind an zahlreichen Stellen Träger einer dispersen bis punktförmigen Uran-Pechblende-Mineralisation, die hier an cm- bis m-mächtige, Metaanthrazit führende Zwischenmittel gebunden ist, die aber keine wirtschaftliche Bedeutung besitzt. Die grau gefärbten, bis zu 0,3 m mächtigen linsenförmig-schichtigen Anreicherungen mit etwa 2–10 m Durchmesser umfassen die Paragenese Pechblende und Pyrit, begleitet von Coffinit, Markasit, Chalkopyrit, Fahlerz, Bornit, Digenit, Covellin, Cuprit und gediegen Kupfer (SCHULZ, 1971, 1979; SCHULZ & LUKAS, 1970). Inkohlter Phytodetritus (Metaanthrazit) als häufiger Begleiter ist oft pseudomorph mineralisiert. Die Entstehung der Uranmineralisation („Coloradoplateau-Typ“) wird auf Metalltransporte in Verwitterungslösungen und Ausfällung in einem Seichtwassermilieu unter reduzierenden Bedingungen zurückgeführt (WEBER, 1997).

10. Bohrungen

(J.M. REITNER)

Im Folgenden werden einige der wichtigsten auf dem Kartenblatt indizierten Bohrungen kurz beschrieben. Zusätzlich wird die Bohrung KB 5/05 (Hochwasserschutzdamm, Mittersill) angeführt, die erst nach Fertigstellung der Karte abgeteuft wurde und eine stratigrafische Bedeutung hat. Die Bohrungen sind in Abbildung 68 mit Nummern indiziert dargestellt. Zur einfacheren Lokalisierung sind diese nach Gemeindegebieten (von Süden gegen Norden) geordnet und gegebenenfalls mit einer weiteren Ortsbezeichnung aus der Österreichischen Karte 1:50.000 versehen. Weitere Bohrdaten sind über die Ämter der Salzburger und Tiroler Landesregierung erhältlich (siehe Kap. 6: „Aufschlussbohrung“).

Gemeinde Mittersill

Bohrung S6-87 (Hauptschule Mittersill) (Nr. 1 in Abb. 68)

Datenquelle: Amt der Salzburger Landesregierung

Aufschluss: 01 – 5, S6/87, G9/110/03

Bohrzeitraum: 1987

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN 31 R 385816 H 238393

Meereshöhe des Bohrpunktes: 785,40 m

Endteufe der Bohrung: 100,00 m

Geologisches Bohrprofil:

- 0,00– 2,00 m: Anschüttung, Grobkies, Steine kantig, Arbeitsplanum
- 2,00– 3,50 m: Schluff, sandig, weich, Humus, altes Gelände
- 3,50– 8,00 m: Grobkies, sandig, Steine kantig, Bachsedimente des Schwemmkegels (Felberbach)
- 8,00–11,00 m: Kies kantengerundet, Blöcke kantig, sandig, braun
- 11,00–21,00 m: Schluff, feinsandig, weich, grau, Seetonablagerungen der Beckenfüllung
- 21,00–22,50 m: Kies gerundet, Blöcke kantig, Moränenrest (*Anmerkung des Autors: Es könnte sich hier auch um ein Murensediment handeln*)
- 22,50–49,00 m: Sand, kiesig gerundet, mittelfest, leicht verlehmt, grau, Moränenrest (*Anmerkung des Autors: Es könnte sich hier auch um ein Murensediment handeln*)
- 49,00–100,0 m: Schluff, sandig, tonig, mittelfest bis fest, grau, „pleistozäne“ Lagerungen (*Anmerkung des Autors: im Sinne von konsolidiert*)

Bohrung KB 5/05 (Hochwasserschutzdamm, Mittersill) (Nr. 2 in Abb. 68)

Datenquelle: Amt der Salzburger Landesregierung

Aufschluss: 01 – 10, KB 5/05, G4/421/05

Bohrzeitraum: 2005

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN 31 R 384475 H 238015

Meereshöhe des Bohrpunktes: 786,99 m

Endteufe der Bohrung: 15,00 m

Geologisches Bohrprofil:

- 0,00– 0,30 m: Mutterboden, dunkelbraun
0,30– 0,60 m: Mutterboden, Anschüttung, Kies kantig, sandig, gering schluffig, gering organisch, braun
0,60– 1,40 m: Blöcke zerstört
1,40– 2,00 m: Anschüttung, Kies kantig, sandig, sehr gering steinig kantig, hellgrau
2,00– 3,40 m: Schwemmsediment: Sand, gering feinkiesig, torfig, sehr organisch, dunkelgraubraun
3,40– 4,50 m: Stausediment: Schluff, sandig, torfig sehr organisch, graubraun
4,50– 6,00 m: Stausediment: Schluff, sandig, sehr gering organisch, grau
6,00– 8,00 m: Schotter: Kies gerundet, stark grobsandig, schluffig, sehr gering steinig gerundet, grau
8,00–11,00 m: Schotter: Kies gerundet, sandig, schluffig, sehr gering steinig gerundet, grau
11,00–13,30 m: Schotter: Kies gerundet, stark grobsandig, schluffig, grau
13,30–13,50 m: Schwemm-Stausediment: Sand, schluffig, torfig, sehr organisch, grau
13,50–15,00 m: Schwemm-Stausediment: Sand, schluffig, sehr gering organisch

Stadtgemeinde Kitzbühel**Aufschlussbohrung 2 zu B Langau (bei Staudach)
(Nr. 3 in Abb. 68)**

Datenquelle: Tiroler Rauminformationssystem (tiris), Amt der Tiroler Landesregierung (daraus Bohrprofil vereinfacht)

Katasternummer: GW70411040

Bohrzeitraum: 1983

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN 31 R 380240 H 254874

Meereshöhe des Bohrpunktes: 772,96 m

Endteufe der Bohrung: 21,00 m

Geologisches Bohrprofil:

- 0,00– 0,20 m: Vegetationsdecke
0,20–10,90 m: Kies, Grobsand (teilweise gering schluffig)
10,90–14,40 m: Fein- bis Mittelkies, sandig, (gering) schluffig
14,40–15,10 m: Kies, Grobsand, gering schluffig bis schluffig
15,10–18,90 m: Mittel- bis Feinkies, gering schluffig bis schluffig
18,90–21,00 m: Sand, Kies, schluffig

**Aufschlussbohrungen T1, T2 und T3 „Tangente Kitzbühel“
(Lebenbergtunnel)
(Gruppe als Nr. 4 in Abb. 68)**

Die Bohrungen wurden im Jahr 1976 zur Erkundung für den Lebenbergtunnel abgeteuft (Datenquelle: Straßenmeisterei St. Johann in Tirol) und sind bezogen auf ihre stratigrafische Position und mit interpretiertem lithologischem Profil dargestellt (Abb. 50–52). Die Lokalität von Bohrung **T2** entspricht der Position des auf der Tunnelachse gelegenen „Palynologischen Profils“ südöstlich Lebenberg (883 m).

Aufschlussbohrung T1

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN 31 R 378479 H 257353
Meereshöhe des Bohrpunktes: 783 m
Endteufe der Bohrung: 22,00 m

Aufschlussbohrung T2

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN 31 R 378561 H 257465
Meereshöhe des Bohrpunktes: 813 m
Endteufe der Bohrung: 59,40 m

Aufschlussbohrung T3

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN 31 R 378617 H 257550
Meereshöhe des Bohrpunktes: 804 m
Endteufe der Bohrung: 62,00 m

Aufschlussbohrung BBA Kuf B11a (bei Gundhabing) (Nr. 5 in Abb. 68)

Datenquelle: Tiroler Rauminformationssystem (tiris), Amt der Tiroler Landesregierung (daraus Bohrprofil vereinfacht)

Katastrnummer: GW70411080

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M31 R 375679 H 258295
Meereshöhe des Bohrpunktes: 776,64 m
Endteufe der Bohrung: 43,00 m

Geologisches Bohrprofil:

0,00– 6,00 m: Humus, Steine, sandig, Gerölle, hart
6,00– 8,00 m: Kies, sandig, weich
8,00–13,00 m: Feinkies, weich
13,00–16,00 m: Kies, tonig, hart
16,00–40,00 m: Ton, teilweise gering sandig, grau, weich
40,00–43,00 m: Fels allgemein, anstehendes Gebirge, blau-grau-grün, hart

Gemeinde Kirchberg in Tirol

Aufschlussbohrung BBA Kuf B2 (nördlich Klausen) (Nr. 6 in Abb. 68)

Datenquelle: Tiroler Rauminformationssystem (tiris), Amt der Tiroler Landesregierung

Katastrnummer: GW70409092

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M31 R 375210 H 257760
Meereshöhe des Bohrpunktes: 782,64 m
Endteufe der Bohrung: 32,00 m

Geologisches Bohrprofil:

0,00– 1,00 m: Humus, Sand, weich
1,00– 5,00 m: Kies, sandig, halbhart
5,00–10,00 m: Kies, Steine, hart
10,00–14,00 m: Kies, Sand, weich
14,00–18,00 m: Kies, tonig, weich

18,00–24,00 m: Ton, weich
24,00–25,00 m: Steine, kiesig, hart
25,00–30,00 m: Ton, weich
30,00–32,00 m: Fels allgemein, anstehendes Gebirge, hart

Aufschlussbohrung BBA Kuf B1 (NW Klausen) (Nr. 7 in Abb. 68)

Datenquelle: Tiroler Rauminformationssystem (tiris), Amt der Tiroler Landesregierung

Katasternummer: GW70409091

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M31 R 374677 H 257598

Meereshöhe des Bohrpunktes: 790,53 m

Endteufe der Bohrung: 28,00 m

Geologisches Bohrprofil:

0,00– 1,00 m: Humus, sandig, Steine, braun, weich
1,00– 5,00 m: Steine, sandig, blaugrau, halbhart
5,00–10,00 m: Kies, sandig, blaugrau, halbhart
10,00–12,00 m: Sand, blaugrau, weich
12,00–17,00 m: Kies allgemein, blaugrau, halbhart
17,00–21,00 m: Kies, Steine, blaugrau, halbhart
21,00–25,00 m: schweres Geröll, Fels?, blaugrau, hart
25,00–26,00 m: Felsspalte
26,00–28,00 m: Fels allgemein, anstehendes Gebirge, hart

Gemeinde Reith bei Kitzbühel

Grundwassersonde AB Brunnen Lusbach (Nr. 8 in Abb. 68)

Datenquelle: Tiroler Rauminformationssystem (tiris), Amt der Tiroler Landesregierung

Katasternummer: GW70414006

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M31 R 375269 H 259699

Meereshöhe des Bohrpunktes: ca. 765 m (aus Höhenmodell)

Endteufe der Bohrung: 40,5 m

Geologisches Bohrprofil:

0,00– 0,20 m: Humus
0,20– 2,90 m: Lehm
2,90–22,50 m: Grobkies, stark schluffig
22,50–33,00 m: Grobkies, gering schluffig
33,00–35,00 m: Grobkies, stark schluffig
35,00–39,50 m: Ton, weich, grau
39,50–40,50 m: Moräne

Gemeinde St. Jakob in Haus

Aufschlussbohrung St. Jakob 1 (bei Mühlau) (Nr. 9 in Abb. 68)

Datenquelle: Gemeinde St. Jakob in Haus – leicht veränderter Auszug aus dem Gutachten von G. Gasser vom 30.06.1987

Katastrernummer: GW70415003

Bohrzeitraum: 1986/1987

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M31 R 391816 H 262206

Meereshöhe des Bohrpunktes: 856 m

Endteufe der Bohrung: 30,00 m

Geologisches Bohrprofil:

- 0,00– 0,20 m: Vegetationsdecke
- 0,20– 3,50 m: Schluffige Grundmasse mit Sand und wenigen Kiesgeröllen
- 3,50– 9,20 m: Lockersedimentkörper mit wechselndem Kies-Sandanteil und unterschiedlichem Feinstkornanteil
- 9,20– 9,70 m: Schluff mit wenig Sand
- 9,70–16,50 m: Lockersedimentkörper mit wechselndem Kies-Sandanteil und unterschiedlichem Feinstkornanteil.
- 16,50–18,00 m: Blockwerk, Gerölle
- 18,00–26,60 m: Lockersedimente mit wechselndem Grus (eckige bis schwach kantengerundete Komponenten der „Kiesfraktion“
- 26,60–30,00 m: Schluffige Grundmasse mit etwas Kies und Sand, zunehmender Feinstkornanteil

11. Ausgewählte Exkursionspunkte

Aus einer Vielfalt von Exkursionsmöglichkeiten, die u.a. durch die intensive touristische Erschließung mit Seilbahnen erleichtert wird, sind lediglich fünf Varianten ausgewählt, wovon die letzten drei auch ohne alpinistische Anstrengung zu bewältigen sind. Bei all den alpinistischen Touren wird die Mitnahme eines aktuellen Wanderführers (z.B. BRANDL, 2013) empfohlen. Alle Koordinaten sind im System BMN 31 angegeben. Weitere Routen sind in HEINISCH & SCHLAEGEL-BLAUT (1990) beschrieben.

11.1. Wildseeloder bei Fieberbrunn

(H. HEINISCH)

Die Exkursion (Abb. 80) erschließt die variszische Basisdiskordanz. Sie vermittelt einen Eindruck von der bunten Gesteinsvielfalt und dem tektonischen Bau von Wildseeloder-Einheit und Hochhörndler Schuppenzone. Weiters gibt sie einen Einblick in die Glazialmorphologie von Lokalgletschern mit Karsee, Kartreppa und verschiedenen Moränenablagerungen.

Ausgangspunkte der geologischen Wanderung sind die Lärchfilz-Niederalm (1.116 m) und die Lärchfilz-Hochalm (1.363 m). Diese sind durch eine private Fahrstraße erreichbar. Alternativ kann auch die Seilbahn von Fieberbrunn auf den Lärchfilzkogel genutzt werden.

Haltepunkt 1: Lärchfilz-Niederalm (*R 392183 H 257090, 1.131 m*)

Am Fahrweg unmittelbar oberhalb der Alm ist die permische Basisbrekzie (42) gut aufgeschlossen. In einer violett-roten Matrix liegen eckige Bruchstücke aus Spielbergdolomit. Dieser steht unmittelbar im Untergrund an. Die Brekzienkomponenten weisen z.T. ein korngestütztes Gefüge auf. Es handelt sich um eine Hangschuttbrekzie, die mit sehr geringer Transportweite durch einen Schlammstrom umgelagert wurde. Die violette Färbung, verursacht durch Hämatit, belegt weitgehend aride Bedingungen. Die Detritusglimmer in der Matrix ergaben ausnahmslos variszisches Alter und belegen einen Polaritätswechsel der Sedimentation oberhalb der Winkeldiskordanz (PANWITZ, 2006). Einige Brekzienkomponenten sind innen hohl und mit wandständigem drusigem Dolomit und Magnesit ausgefüllt. Dies gab mehrfach Anlass für lagerstättenkundliche Spekulationen hinsichtlich der nicht weit entfernten Magnesitvererzung vom Weißenstein. Der farbliche Kontrast macht die Brekzienstücke sehr reizvoll.

Haltepunkt 2: Lärchfilz-Hochalm (*R 391757 H 256480, 1.359 m*)

Fahrzeuge können nach Rücksprache an der Lärchfilz-Hochalm abgestellt werden. Man wendet sich zunächst zwei Wegkehren abwärts. Dort findet sich anstehend massiger, splittrig brechender Spielbergdolomit (46). Er enthält taschenförmige, violette Silt- und Sandsteineinschlaltungen. Diese sind als gefüllte Paläo-Karstschlotten zu interpretieren. Ein wenig abwärts liegt bereits ein Erosionsrelikt von Basisbrekzie unmittelbar auf Spielbergdolomit auf. Damit ist hier die Winkeldiskordanz zwischen Spielbergdolomit (oberstes Unterdevon) und Basisbrekzie (Unterperm) erhalten. Die Schichtlücke beträgt damit an dieser Stelle ca. 62 Ma (PANWITZ, 2006). Die Liegendschichten stehen vertikal, die Hangendschichten fallen parallel zur heutigen Morphologie längs der Skipiste mit etwa 15° nach Norden ein.

Abb. 80.

Exkursionsroute zum Wildseeloder mit Haltepunkten und Routenvarianten. Für die Geologie ► siehe Blatt 122 Kitzbühel, in Graustufen unterlegt.



Haltepunkt 3: Fahrweg zur Wildalm (R 391650 H 256219, 1.371 m)

Man beginnt die Wanderung nun von der Lärchfilz-Hochalm aus in Richtung Wildseeloder. Kurz nach der Wegschanke biegt man in ein W-E verlaufendes Tal mit erhaltener Glazialmorphologie ein. Es ist mit Moräne ausgekleidet. Der Lärchfilzkogel als Nordbegrenzung ist rundgeschliffen. Längs des Fahrweges, noch östlich der Querung der Seilbahntrasse, finden sich immer wieder Makrofossilreste im Spielbergdolomit (Crinoidenstielglieder und Kelchbruchstücke).

Haltepunkt 4: Bachquerung oberhalb Grießenbodenalm

(R 390994 H 255903, 1.447 m)

Es fallen Geschiebe aus Blasseneck-Porphyr auf. Sie liegen fremd auf Spielbergdolomit und stammen vom Gipfelaufbau des Wildseeloder (Haltepunkt 9). Sie stellen Relikte eines spätglazialen Moränenwalls des Wildseeloder-Lokalglazischers dar. Unmittelbar im Bach finden sich eckige rote Sandsteinbruchstücke. Es handelt sich um Gröden-Formation. Diese ist längs einer vertikalen Blattverschiebung in Spielbergdolomit eingeschuppt (Falltafel 1/Profil 3). Derartige Verwerfungen sind typisch für den Nordrand der Wildseeloder-Einheit, lassen sich über Zehnerkilometer verfolgen und belegen intensive postvariszische, alpidische Sprödetektonik. Nach Evidenzen in anderen Aufschlüssen lässt sich zunächst eine nordgerichtete Überschiebung von Spielbergdolomit über Basisbrekzie und Gröden-Formation herleiten, die von Blattverschiebungen gefolgt wird.

Haltepunkt 5: Kehre 3 oberhalb Bachquerung, Abzweigung Fahrweg

Reckmoos (R 391032 H 255729, 1.486 m)

Tonschiefer – nach Pflanzenresten Post-Silur, nach Kartierung höheres Devon. Die Tonschiefer stehen wenig oberhalb im Steilhang an und sind stratigrafisch in die höheren Teile des Spielbergdolomits eingeschaltet (Abb. 7).

Haltepunkt 6: Beginn des Pfades zum Wildseeloderhaus (AV-Hütte) an der Wildalm (1.579 m) (R 390345 H 255724, 1.586 m)

Der Weg führt längs der Materialseilbahn durch Wallmoränen eines späten Rückzugsstadiums, die fast ausschließlich aus Porphyroid-Geschieben bestehen. Sie stammen aus dem Wildseeloder Kar. Beim kreisrunden, verlandeten See unterhalb des Weges handelt es sich vermutlich um ein Toteisloch oder eine Doline.

Haltepunkt 7: Kartrepp (R 390021 H 255435, 1.688 m)

Der Pfad windet sich in Serpentin die Kartrepp zum Wildseeloderhaus empor. Man durchquert Spielbergdolomit, rostbraun anwitternd, im frischen Bruch weiß bis hellrosa in der Farbe. Längs des Weges sind gelegentlich reliktsche Bankungsstrukturen zu erkennen, selten auch Reste von Laminiten (z.B. Kehre in 1.700 m). Sie beweisen erstmals zweifelsfrei die Vertikalstellung der Abfolgen mit Streichen in E-W-Richtung.

Haltepunkt 8: Unmittelbar südlich Wildseeloderhaus

(R 390114 H 255055, 1.848 m)

Romantischer Wildsee als typischer Karsee im Wildseeloder Kar gelegen. Felstürme aus dickbankigem Spielbergdolomit, der zu seiner stratigrafischen Basis hin in dunklen „Obersilurkalk“ (48), danach in schwarze Folgen des Dolomit-Kieselschiefer-Komplexes übergeht (49). Die Vertikalstellung der gesamten Einheit ist

nun evident. Ebenso erschließt sich, dass die Exkursionsroute von stratigrafisch jüngeren Gesteinen im Norden zu immer älteren Gesteinen Richtung Süden führt. Die morphologisch zurücktretenden Gesteine des Silur, oft unter Bergwiese verborgen, sind zwischen 20 und 80 m mächtig. Sie enthalten hier Conodontenfaunen (HEINISCH et al., 1987b). Aufgrund des Kompetenzkontrastes der Gesteine erfolgte eine schichtparallele Abscherung und Kleinfaltung. Der Pfad steigt nun steil an und führt in den Silur-Ablagerungen bis zur Scharte auf 2.000 m Seehöhe. Hier ist das Silur tektonisch bis auf wenige Dezimeter amputiert. Man erkennt weiterhin einen kleinräumigen Schuppenbau mit Schichtwiederholungen aus Devon-Dolomit.

Dasselbe Phänomen lässt sich auch gut im gegenüberliegenden Hang (Blickrichtung Berggipfel Henne) erkennen, ebenso wie ein geringfügiger tektonischer Querversatz an der Kartreppa, Auslauf des Wildsees (Abb. 3).

Haltepunkt 9: Gipfelgrat Wildseeloder, Gipfel (2.118 m)

(R 389579 H 255093)

Längs des Weges tritt nun erstmals ordovizischer Blasseneck-Porphyrroid auf (53). Die pastellroten, pastellgrünen und cremefarbenen Gesteine haben ein gut erhaltenes porphyrisches Gefüge und führen reichlich Fremdgesteinsklasten. Details zur Ignimbritnatur der Gesteine sind in HEINISCH (1981b) enthalten (Kap. 5.1.5).

Immer wieder wechseln längs des Pfades nun Späne aus Spielbergdolomit und Blasseneck-Porphyrroid miteinander ab, der Beweis einer intensiven, spröden Schuppentektonik. Der Gipfel des Wildseeloder besteht aus Spielbergdolomit, jedoch befindet sich wenige Meter südlich des Gipfels die Grenze zum Blasseneck-Porphyrroid. In diesen ist am Wanderweg nochmals eine schmale Spielbergdolomit-Schuppe eingeklemmt. Der Ignimbritstapel erreicht nach Profilaufnahmen hier 620 m Mächtigkeit und zeigt damit die größte Dicke für die westliche Grauwackenzone. Die Mächtigkeit wird nur noch an der Typlokalität (Blasseneck) in der Steiermark übertroffen.

Haltepunkt 10: Abstieg längs des Wildseeloder-Südgrates

(R 389579 H 254746, 2.012 m)

Der Abstieg wird bei geeigneter Witterung sinnvollerweise längs des Wildseeloder-Südgrates Richtung Osten zum Seenieder (1.933 m) gewählt werden. Man quert nochmals in eindrucksvoller vulkanologischer Vielfalt verschiedene Varietäten des ordovizischen Blasseneck-Porphyrroids. Es gibt kristallreiche Ignimbrite, solche, die reich an kollabierten Bimslapilli und Lithoklasten sind, aber auch zartfläschengrüne Vitrophyrlagen. Der Weg führt vom Seenieder, am Wildsee entlang, zurück zum Wildseeloderhaus.

Haltepunkt 11: Erweiterungsvariante – Wanderung zum Hohen Mahdstein

(2.063 m) (R 389282 H 253567, 2.063 m)

Wählt man den Weg vom Seenieder nach Süden, unterhalb der Porphyroidwände querend, erreicht man bald auf einer Verebnungsfläche die Grenze zur Glemmtal-Einheit. Schlecht aufgeschlossene Siliziklastika der Löhnersbach-Formation werden am Grat zum Hohen Mahdstein bald durch eine bunte Serie von Metabasiten des Devon abgelöst. Es handelt sich um Pyroklastika, Tuffitschiefer, aber auch um massive Laven. Diese enthalten gelegentlich Pillowstrukturen, wie an der Ostabdachung des Hohen Mahdstein in Richtung Rückwandgraben.

Haltepunkt 12: Erweiterungsvariante – Wanderung zur Hochhörndler Spitze (1.981 m) (R 390730 H 254341)

Man überquert die tektonische Basis des Porphyroids vom Wildseeloder und befindet sich umgehend in der Hochhörndler Schuppenzone. Diese ist an der Typlokalität Hochhörndler Spitze eindrucksvoll aufgeschlossen (Abb. 8). Der Porphyroid lagert auf einem Schollenteppich verschiedener bunter Gesteine auf: In einer Matrix aus grauen Tonschiefern, Siltsteinen und Sandsteinen stecken diverse Typen von Konglomeraten und Brekzien, teils in violetter Matrix, violett-grüne Tuffitschiefer, Metabasalte, Pyroklastika, massige Spielbergdolomite (Devon) sowie dunkle silurische Gesteine. Die Schollen sind sigmoidal begrenzt (Phakoide) und aufgrund ihrer unterschiedlichen Härte im steilen Südhang der Hochhörndler Spitze Richtung Röckwandgraben gut sichtbar. Nach Meinung des Autors handelt es sich um eine tektonische Mélange, die bereits synsedimentär durch olistholithische Gleitungen angelegt worden ist und später mehrfach tektonisch überarbeitet wurde (Kap. 4.3.2). Heute bildet sie die Deckengrenze zwischen Wildseeloder-Einheit und Glemmtal-Einheit.

Der Abstieg kann dann über die steile Skipiste von der Bergstation Reckmoos (1.869 m) nach Norden gewählt werden. Gerade im Sommer sind die Landschaftszerstörungen durch Auswüchse des Skitourismus und wenig Vertrauen erweckende Sicherungsmaßnahmen gegen Felsstürze gut erkennbar. Man erreicht oberhalb der Griesenbodenalm wieder das glaziale Trogtal und den Fahrweg zum Parkplatz.

11.2. Geißstein bei Stuhlfelden

(H. HEINISCH)

Das Schwerpunktthema dieser geologischen Wanderung (Abb. 81) stellt die Entwicklung der Metabasite des devonischen Geißstein-Seamounts dar. Es wird auch die Situation am Südrand der Grauwackenzone ersichtlich.

Haltepunkt 1: Uttendorfer Schuppenzone (R 387683 H 239605, 1.082 m)

Die Fahrstraße führt von Stuhlfelden, in Serpentin ansteigend, zunächst durch Gesteine der Uttendorfer Schuppenzone. Die Gesteine sind stark deformiert und etwas höher metamorph als die Grauwackenzone. Es handelt sich vorwiegend um vertikalgestellte, höher metamorphe, silbrig glänzende Phyllite (**86**), in die Kalkphyllite (**88**) und Grünschiefer (Prasinite, Leuko-Epidotamphibolite, Chloritschiefer, **92**) eingeschaltet sind. Ein Kalkmarmorspan wäre bei Burgwies am Wandfuß des Salzachtales anstehend, ist aber nicht mehr gut zugänglich.

Haltepunkt 2: Fahrstraße längs des Mühlbachtals zwischen Saueck (1.283 m) und Brücke (1.438 m) (R 388687 H 241067, 1.350 m)

Ab dem Saueck beginnt die Grauwackenzone. Die Straße quert die Abfolgen im rechten Winkel. Die Hauptmasse der Gesteine bildet die Löhnersbach-Formation. Mehrfach sind Kalkmarmorzüge eingeschaltet (**66**), deren Altersstellung nicht bekannt ist. Auch lagige Metatuffe (pyroklastische Vulkanite, **59**) werden gequert. Die Fahrstraße quert weiterhin eine Massenbewegung, die von der Stimmelhöhe (1.805 m) stammt. In der Nähe der Brücke (1.438 m) über den Mühlalbach wird Schattberg-Formation erreicht (**70**).

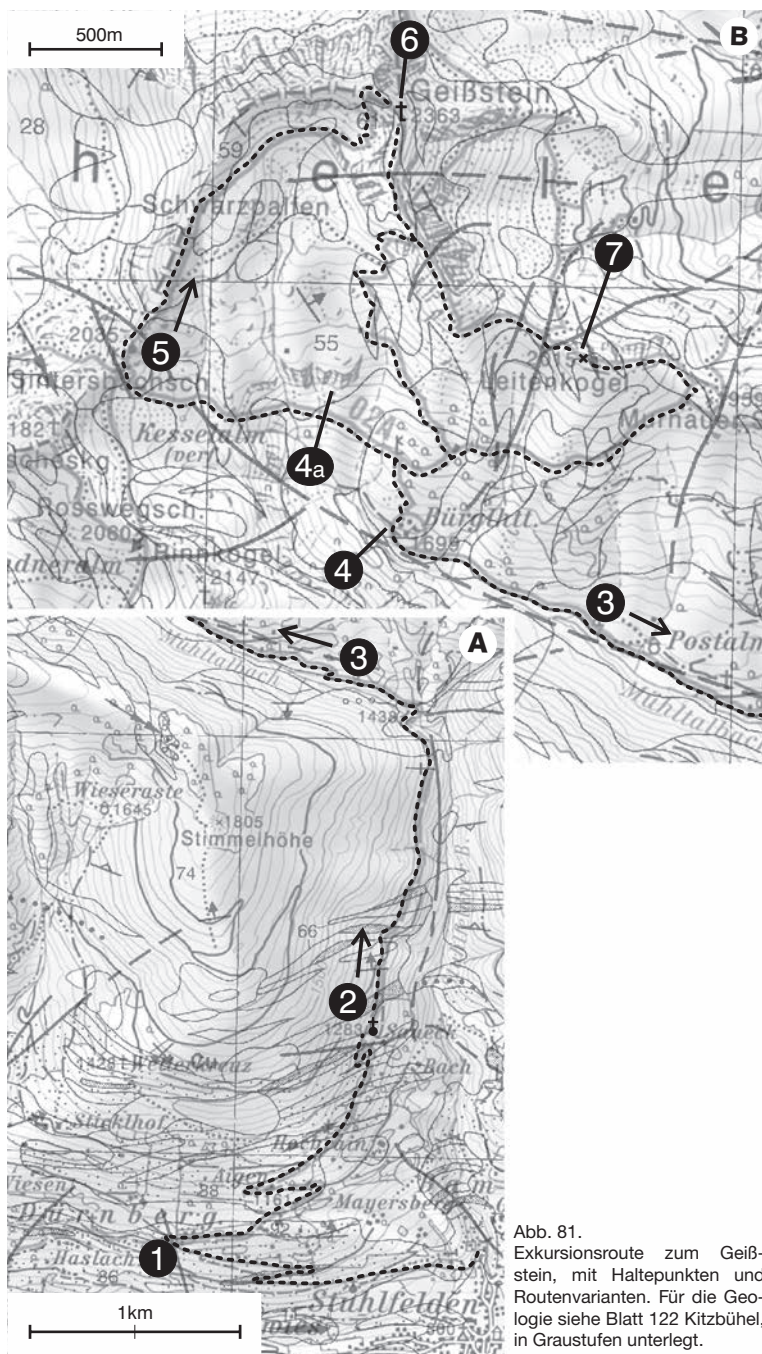


Abb. 81.
Exkursionsroute zum Geißstein, mit Haltepunkten und Routenvarianten. Für die Geologie siehe Blatt 122 Kitzbühel, in Graustufen unterlegt.

Haltepunkt 3: Fahrstraße längs des Mühlbachtals zwischen 1.438 m und Bürglhütte (1.699 m) (R 388093 H 242487, 1.581 m)

Das Mühlbachtal knickt auf 1.438 m in WNW–ESE-Richtung ab, einem tektonischen Lineament folgend. Diese Strecke führt durch umgelagertes Moränenmaterial und Hangschutt. Die Hänge sind durch Massenbewegungen aus südlicher Richtung, ausgehend vom „Pinzgauer Spaziergang“ überformt.

Haltepunkt 4: Bürglhütte – Beginn der Bergwanderung

(R 386760 H 243054, 1.699 m)

An der Bürglhütte müssen die Fahrzeuge abgestellt werden. Es empfiehlt sich eine Rundwanderung von der Bürglhütte über Sintersbachscharte–Schwarzpalfen zum Geißstein-Gipfel (2.363 m), mit Rückweg über den Geißstein-Südgrat zur Bürglhütte.

Der markierte Wanderweg zum Geißstein führt zunächst durch eine gut abgrenzbare Rutschmasse in Richtung der verfallenen Kesselalm.

Haltepunkt 4a: Pillowlaven (R 386514 H 243606, 1.909 m)

Im Bereich der Kesselalm stehen verschiedene Varianten von basaltischen Pyroklastika an (59). Im Karboden oberhalb der Kesselalm sind gut erhaltene spätglaziale Lokalmoränenwälle auszumachen. In der ersten markanten Felsrippe, Höhe 1.900 m oberhalb des Weges, noch vor der Kesselalm, sind gut erhaltene Pillowlaven in devonischen Metabasalten (55) zu finden (Tafel 6/Fig. 2).

Die Sintersbach-Scharte (2.035 m) beinhaltet Siliziklastika der Löhnersbach-Formation.

Haltepunkt 5: Sintersbach-Scharte – Geißstein-Gipfel

(R 385931 H 244,044, 2.128 m)

Der Wanderweg folgt nun dem Grat zum Schwarzpalfen. Hier erschließt sich eine bunte Wechselfolge von Pyroklastika und Metabasalten mit relativ flacher Raumlage.

Haltepunkt 6: Geißstein-Gipfel (R 386725 H 244635, 2.363 m)

In basaltische Laven eingeschaltete Pyroklastika beweisen eine flache Raumlage. Der Geißstein-Westgrat besteht aus einer Kappe von basaltischen Pyroklastika, in die karbonatische Vulkanitschiefer (61) eingeschaltet sind. Im tieferen Teil des Geißstein-Massivs, vor allem im Vogelalmgraben, mehren sich die Einschaltungen von gabbroiden Gängen und Stöcken. Diese sind im Rahmen der vorgeschlagenen Wanderung allerdings nur schwer erreichbar.

Lithologisch ergibt sich insgesamt die Interpretation des Geißstein-Gebirgsstocks als Erosionsrest eines devonischen Seamounts. Denn es sind alle zugehörigen plutonischen und vulkanischen Gesteine nachgewiesen (Kap. 5.1.6; SCHLAEGEL-BLAUT, 1990: Abb. 15). Der vulkanogene Anteil der Gesteine beträgt um die 80 % des Volumens. Die Härte der Metabasalte verursacht ihre morphologische Wirksamkeit. Der Geißstein ist somit der höchste Grauwackenzone-Gipfel des Kartenblattes und wurde während der Vereisungsphasen zu einem Karling geformt. In den umrahmenden Karen, vor allem Richtung Vogelalmgraben, sind die Moränenwälle letzter spätglazialer Rückzugsstadien (Gschnitz und älter) und auch Blockgletscher gut erkennbar.

Rundblick

Vom Karling des Geißstein aus kann man ein 360°-Panorama genießen. Nach Westen und Osten entfaltet sich die Grauwackenzone in voller Breite. Im Westen stellt die isolierte Spielbergdolomit-Klippe des Großen Rettenstein (2.366 m) eine markante Orientierung dar. Gut auszumachen sind die Berge des hinteren Glemmtales, die alle einen hohen Anteil an Metavulkaniten enthalten. Nach Osten weitet sich der Blick über die Skigebiete (Zwölferkogel, Schattberg etc.) bis zur Schmittenhöhe (1.965 m) an der Zeller Furche.

Die Grauwackenzone wird im Norden durch die schroffen Berge des Kalkalpins abgelöst (Wilder Kaiser, Loferer und Leoganger Steinberge). Im Süden erheben sich jenseits der markanten Salzachtal-Furche die Berge der Hohen Tauern.

Zum Abstieg folgt man zunächst dem Geißstein-Südgrat. Man kann entweder in steilen Serpentinien unmittelbar zur Bürglhütte absteigen oder die Erweiterungsvariante über Haltepunkt 7 wählen.

Haltepunkt 7: Erweiterungsvariante – Leitenkogel

(R 387413 H 243722, 2015 m)

Hier findet sich ein Meta-Gabbro-Gang (57).

11.3. Quartärgeologie der Stadt Kitzbühel

(J.M. REITNER)

Innerhalb des Stadtgebietes von Kitzbühel lässt sich die Quartärgeologie (Abb. 49, 50) mitsamt eines kleineren Exkurses „zur Bergbaugeschichte“ in einem Spaziergang erschließen (Abb. 82). Diese Exkursion kann mit leichtem Schuhwerk und selbst bei trübem Wetter durchgeführt werden. Dabei empfiehlt sich die Mitnahme eines Kulturreiseführers (z.B. den Cityguide Kitzbühel von SIEBERER, 2005), da am Weg viele kunsthistorisch interessante Bauwerke passiert werden, deren Errichtung (un-)mittelbar im Zusammenhang mit der durch den Bergbau begründeten Prosperität steht. Für die Maximalvariante (einschließlich Schwarzsee-Rundgang) sind fünf bis sechs Stunden einzuplanen.

Vom öffentlichen und kostenlosen Parkplatz Pfarrau (P, R 378390 H 257205, 774 m) begibt man sich Richtung Pfarrkirche St. Andreas (**Haltepunkt 1**, R 378848 H 257046, 762 m), die mitsamt der Liebfrauenkirche auf Sedimenten der Kitzbüheler Terrasse (**32**) steht. Die in diesem Bereich ausgebildete sandige Fazies der in diesem Fall spätrißzeitlichen Talfüllung ergibt einen vergleichsweise gut durchlüfteten und trockenen Untergrund für den angrenzenden Friedhof. Vor dem Nordeingang der Pfarrkirche bietet der aus Flussgeröllen bestehende Boden einen kleinen Querschnitt durch die Geologie der Kitzbüheler Alpen. So findet man hier unterschiedlichste paläozoische Metasedimente (**70–76**) und Metabasite (**55–60**), wie auch leicht deformierte permische Basisbrekzie (**42**), die, wie auch bei der Mauer zum angrenzenden Friedhof zu sehen, in historischer Zeit einen in Kitzbühel beliebten Baustein darstellte („Schattbergstein“; Kap. 9.1).

Entlang der Terrassenkante (**4**) schreiten wir über die Vorderstadt, vorbei an der Katharinenkirche und durch das Jochberger Tor in die Ehrenbachgasse. Hier querren wir, morphologisch leicht ersichtlich, den Schwemmfächer (**5**) des so genannten und nach wie vor gefährlichen Wildbaches, der u.a. 1929 (WIRTENBERGER, 2014) für verheerende Vermurungen sorgte. Darauf deuten auch die vom Straßenniveau absteigenden Hauseingänge älterer Häuser hin (so bei Haus-Nr. 11), die aus geolo-

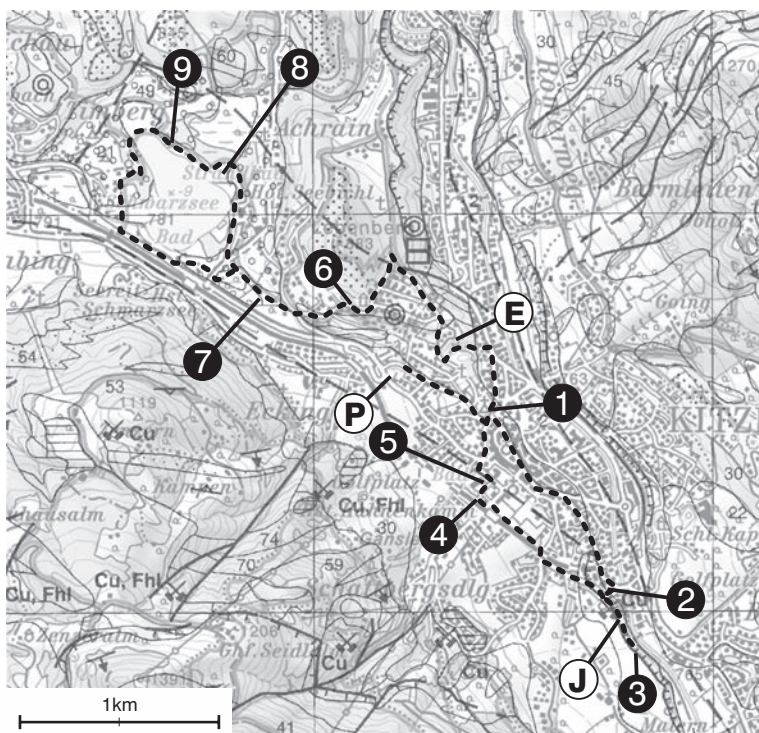


Abb. 82.

Exkursionsroute im Stadtgebiet von Kitzbühel. Für die Geologie siehe Blatt 122 Kitzbühel, in Graustufen unterlegt.

gischer Sicht als ein Indiz für fortwährende Geländeaufhöhung durch Murenschübe seit der Gebäudeerrichtung betrachtet werden können. Nach der Passage unter der 1873 errichteten ehemaligen Giselaabahn weist das Schild „Tierarzt“ auf das Haus mit der Nummer 48 (**Haltepunkt 2**, R 379426 H 256164, 757 m) hin. An dessen Westseite ist wiederum die Kitzbüheler Terrasse angeschnitten. Bei diesem klassischen, aber leider zunehmend verbauten Aufschluss (Abb. 56), sind Deltaablagerungen zu sehen, deren Flexuren und Versätze von WEHRLI (1928) fälschlicherweise als Resultat tektonischer Bewegungen betrachtet wurden. Dieses in den tieferen Abschnitten der Kitzbüheler Terrasse häufig auftretende Phänomen ist heute am besten mit Setzungen infolge rascher Sedimentation der kiesigen Lagen auf Feinsedimente zu erklären (32).

Die weitere Exkursionsroute verläuft am westlichen Ufer der Kitzbüheler Ache, wo zwischen den Häusern Höglrain Nr. 5 und 6 ein Schild auf den auch für die Quarzforschung wichtigen Josephi-Erbstollen (**J**, R 379509 H 255957) des historischen Kupferbergbaues hinweist (siehe Erläuterungen zu 32 und 33 in Kap. 6.4.1. bzw. Abb. 48). Das Mundloch ist gegenwärtig nur über einen unwegsamen Schleichweg erreichbar, womit der Zugang nicht für jedermann empfehlenswert ist.

Folgt man weiter dem Weg entlang der Ache, so kommt man zu **Haltepunkt 3** (R 379590 H 255890, 760 m) bei der Fußgängerbrücke, wo die kiesige Fazies der

Kitzbüheler Terrasse (**32**) in klassischer Form entwickelt ist (Abb. 55). Es liegen hier $\pm$ horizontal gelagerte bis flach gegen Westen einfallende, gut geschichtete sandige Kiese vor. Diese bestehen aus kantengerundeten bis gerundeten Geröllen, deren Korngröße gegen das Hangende zunimmt. Eine derartige Entwicklung mit variierenden Einfallswerten sowie teilweise mit Flexuren (**Haltepunkt 2**) ist entlang der Terrassenkante bei Malern wie auch im Josephi-Erbstollen anzutreffen. Berücksichtigt man die prinzipielle Geometrie sowie die Fazies, die wechselnden Fallwerte, das lokale lithologische Spektrum (Paläozoikum bis Untertrias) mit sehr seltenen Zentralgneis-Komponenten (siehe Haltepunkte 4 und 5), so handelt es sich hierbei um die mittleren bis distalen Bereiche von größeren, miteinander verzahnenden Schwemmkegeln. Das Erscheinungsbild des Sedimentkörpers im Aufschluss mit überhängenden zementierten Kieslagen verleitet dazu, hier von einem Konglomerat zu sprechen. Die Sicherungsmaßnahmen hier, wie auch bei Haltepunkt 2 zeigen aber, dass kein fester Fels, sondern nur ein durch Talrandverklittung randlich verfestigtes Lockersediment vorliegt.

Der Rückweg führt uns dann auf das Top der Terrasse entlang der Bahn über den Hahnenkamm-Parkplatz letztlich zum Park bei der Aquarena, dem Bade- und Gesundheitszentrum im Herzen von Kitzbühel. An der Nordwestseite des Gebäudes befindet sich ein Denkmal (**Haltepunkt 4**, *R 378788 H 256644*, 769 m) für den Bildhauer Franz Christoph Erler (* 5. Oktober 1829 in Kitzbühel; † 6. Jänner 1911 in Wien). Dieses besteht aus einem etwa 16 Tonnen schweren **Zentralgneis**, der während eines Hochwassers bei Reith freigespült wurde. Hier kann man die typische Lithologie der erratischen Blöcke (auch Findlinge genannt, **26**) im Kitzbüheler Achental studieren. Ihr Transport in den Raum Kitzbühel erfolgte im Gletschereis – von den Hohen Tauern über den Paß Thurn – während der letzten Großvergletscherung im Würm-Hochglazial, als dieser Talabschnitt bis auf etwa 1.900 m Höhe mit Eis erfüllt war.

Am Nordeck des Parks befindet sich ein weiteres Denkmal (**Haltepunkt 5**, *R 378823 H 256696*), dessen Bausteine ebenfalls unmittelbar mit der Vergletscherung verknüpft sind (Abb. 32). Das Schild erinnert an die 1911 im Ortsteil Mühlau, in einem heute aufgelassenen Steinbruch (WIRTENBERGER, 2011) angetroffenen Gletschermühlen (Abb. 31). So bezeichnet man die durch Schmelzwässer an der Gletscherbasis hervorgerufenen Kolkbildungen. Einige der perfekt gerundeten Gletscher-„Mahlsteine“ wurden in Form dieses Denkmals für die Nachwelt aufgehoben. Sie bestehen aus Dolomit, Gabbro, Metabasit und **Granitgneis**. Bei dem Granitgneis handelt es sich um aus den Hohen Tauern stammenden **Zentralgneis**, der mit dem Gletschereis über den Paß Thurn transportiert wurde.

Die Exkursion führt dann wieder durch das Zentrum vorbei am Alten Spital (heutiges Archiv der Stadt Kitzbühel) in den tiefsten Abschnitt der Kitzbüheler Terrasse bzw. deren Basis. Etwa auf Höhe der Pension Erika befindet sich die Reiß-Grundmoräne (**34**), die leider nur mehr in temporären Bauaufschlüssen anzutreffen ist. Entlang des dort beginnenden Hohlweges waren darüber erst glaziolakustrine Feinsedimente zu finden, die den tiefsten Abschnitt der spätrißzeitlichen Talverfüllung bilden. Beim weiteren Hinaufwandern durchquert man so die Schichtfolge zum stratigrafisch jüngeren Teil der Abfolge (Abb. 50). So stieß man bei Bauarbeiten im Bereich des alten Anwesens Exenweid (**E**) auf den Lignithorizont aus dem 1. Frühwürm-Interstadial samt geplätteten Holzresten (**33**). Natürliche Aufschlüsse dieser lithologischen Einheit gab es infolge von Windwurf nur an der Ostseite des Leberberges (Abb. 49), und das leider nur im unwegsamen Gelände. Auf Höhe Exenweid setzt auch mit scharfem, erosivem Kontakt die Grundmoräne des Würm-Hochglazials (**30**) ein. Davon zeugen auch erratische Blöcke aus Zentralgneis (**26**), die im Zuge von Bauarbeiten ausgehoben wurden. Hier besteht die Möglichkeit nach Norden

abzuzweigen und den 883 m hohen Drumlin des Leberberges zu erwandern. Wir begeben uns aber Richtung Westen, wo am Gehweg unterhalb des Hotels Schloss Leberberg überkonsolidierte Grundmoräne mit schluffig-sandiger Matrix aus dem Würm-Hochglazial (**30**) zu sehen ist (**Haltepunkt 6**, *R 378277 H 257517, 821 m*).

Mit Beginn der Schwarzsee-Runde fallen linker Hand in der Wiese wenige Meter hohe, teils langgestreckte Hügel (**Haltepunkt 7**, *R 377670 H 257670, 784 m*) auf, die aus der umgebenden Moorfläche herausragen (Abb. 64) und die man anfänglich für das Resultat menschlicher Bautätigkeit halten könnte. Es handelt sich dabei um aus Kies und Sand aufgebaute Os-artige Ablagerungen (**21**) aus der Eiszerfallsphase, als der Talgletscher nur mehr stagnierte und einsank, sodass letztlich nur mehr ein räumlich separierter Toteiskörper vorlag (Abb. 34). Schmelzwässer lagerten in tunnelartigen Röhren im bzw. an der Basis des Eises gut sortierte Sedimente ab. Dieser Typ von Ablagerungen in der Umgebung des Schwarzsees ist ein Beleg dafür, dass die Hohlform des nur 9 Meter tiefen Schwarzsees durch das Ausschmelzen von Toteis gebildet wurde. Dessen Erhaltung ist letztlich aber auch durch den westlich gelegenen Schwemmfächer bei Gundhabing bedingt, der den See vom Sedimentationsgeschehen der Reither Ache abkoppelte und so die Verfüllung verhinderte. Im Laufe des weiteren Rundganges durchqueren wir das etwa 23 Hektar große Moor am Rand des Schwarzsees (**Haltepunkt 8**, *R 377549 H 258220, 781 m*). In diesem Naturschutzgebiet ist eine Vielfalt an moorspezifischen Pflanzengemeinschaften zu bestaunen (siehe Erläuterung zu Leg. Nr. 7 in Kapitel 6.4.3). Der Schlusspunkt der Exkursion (**Haltepunkt 9**, *R 377260 H 258397, 781 m*) besteht wiederum aus einem langgestreckten Os bzw. Esker (**21**), an dessen Top Bänke zum Ruhen und Verweilen einladen, ehe der Rückweg angetreten wird (Tafel 7/Fig. 3).

11.4. Der spätglaziale Moränenwall vom Götschenbühel und die Frühwürm-Ablagerungen im Einödgraben

(J.M. REITNER)

Im Zuge einer kurzen, etwa 2,5 Stunden dauernden Wanderung (mit festem Schuhwerk) können in sehr kondensierter Weise die wichtigsten Elemente in der geologischen Entwicklung des Kitzbüheler Achentales – vom Frühwürm bis ins Würm-Spätglazial – studiert werden (Abb. 57).

Die Exkursion (Abb. 83) beginnt beim Parkplatz (**P**, *R 382258 H 251471, 895 m*) bei der Kapelle am Talausgang des Wieseneggbachs. Beim Anstieg auf den Götschenbühel zur Götschenkapelle (**Haltepunkt 1**, *R 382119 H 251670, 936 m*) passiert man zuerst graue Grundmoräne mit schluffiger Matrix und dichter Lagerung sowie mit schön gekritztem Grauwackengeschlebe. Zentralgneisgeschlebe sind demgegenüber äußerst selten. Nur die obersten Meter beim Schranken lassen einen locker gelagerten, sandigen Diamikt erkennen, wobei hier allerdings eine Eisrandschüttung aus dem Einzugsgebiet des Wieseneggbachs vorliegt. Der geschwungene Wall vom Götschenbühel (Abb. 62) stellt den Rest einer Endmoräne (**29**) eines spätglazialen Achengletschers dar, während eines kurzen aber markanten Haltes im Eiszerfall. Zu diesem Zeitpunkt lag im oberen Achental noch ein Talgletscher, der über den Paß Thurn (1.274 m) noch eine, allerdings stark eingeschränkte Dotation von Tauernis erhielt (Abb. 35, 36), wovon auch ein erratischer Block (**26**) zeugt. Die weitere Geometrie dieser Gletscherzunge lässt sich nur ansatzweise errahnen. So kann man beim Blick gegen Westen am Ausgang des Saukaserggrabens beim Bärenbichl (Abb. 66) die Morphologie einer allerdings wenig deutlichen Eisrandterrasse erkennen. Diese belegt, dass der Saukasergletscher keine Verbindung mit dem

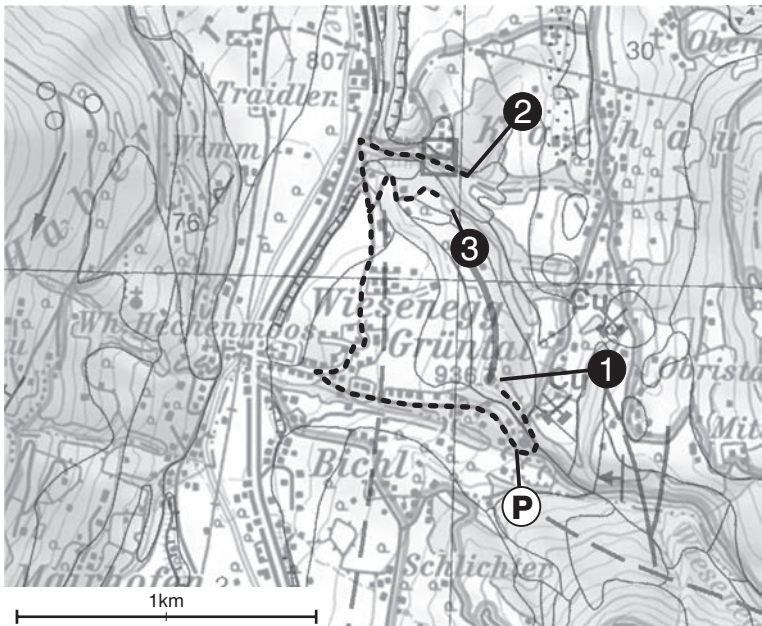


Abb. 83.
Exkursionsroute im Bereich Wiesenegg–Grüntal–Kochau (Gemeinde Aurach). Für die Geologie siehe Blatt 122 Kitzbühel, in Graustufen unterlegt.

Achenglletscher hatte. Demgegenüber tritt der topografisch tiefer gelegene, mindestens 30 m mächtige und fächerförmig ausgebildete Terrassenkörper von Filzen (17) mit markanten Terrassenkanten deutlich prägnanter hervor (Abb. 66). Dieser bildet gemeinsam mit dem Terrassenrest bei Hechenmoos auf der östlichen Talseite die letzte Verfüllung des ehemaligen Zungenbeckens des spätglazialen Gletschers, die wahrscheinlich schon kurz darauf von der Ache zerschnitten wurde. Darüber hinaus laden Bänke bei der Götschenkapelle zum Verweilen ein und man kann so den Blick Richtung Norden auf das sich verbreiternde Kitzbüheler Achental wenden. Im Mittelgrund ist die Stadt Kitzbühel mit dem nördlich gelegenen, glazial überformten, aus Drumlins (30) und Rundhöckern (19) aufgebauten Bichlach zu erkennen. Im Hintergrund kontrastiert das aus mesozoischen Karbonaten aufgebaute, schroffe Massiv des Wilden Kaiser auffällig mit dem aus dieser Perspektive östlich gelegenen und von Almen geprägten Kitzbüheler Horn, bestehend aus paläozoischen Karbonaten (43–50). Dieser Blick ist auch sehr instruktiv, um die eiszeitlichen Bedingungen zu vergegenwärtigen (Falttafel 3/ Fig. 3). So ragten während des Höhepunktes des Würm-Hochglazials nur die Gipfel des Wilden Kaiser wie auch das Kitzbüheler Horn als Nunatakker aus dem Eisstromnetz heraus.

Nach einem kurzen Fußmarsch erreicht man den Einödgraben. Beim Zusammenfluss der beiden Quellläste (**Haltepunkt 2**, R 382061 H 252343, 840 m), insbesondere an der orografisch linken Flanke des nördlichen Quellastes, findet man folgende Abfolge (vgl. ähnliche Situation in Abbildung 58): An der Basis liegen graue, schlecht sortierte Wildbach-Ablagerungen (meistens Diamikte oder Kies-Sand-Gemische) mit überwiegend schlecht gerundeten Grauwackengeröllen in

Verzahnung mit feinkörnigen Hochflutablagerungen vor. Gelegentlich findet man in diesem dicht gelagerten Frühwürmabschnitt geplättetes Holz. Darüber folgt mit erosivem Kontakt die graue, typischerweise überkonsolidierte und manchmal nur wenige Dezimeter mächtige Grundmoräne des Würm-Hochglazials, die, selten aber doch, Zentralgneis führen kann. Diese wird erst von feinkörnigen glaziolakustrinen Ablagerungen (bottom-set) überlagert, gefolgt von einer mittelsteilen kiesigen fore-set-Schüttung. Letztere kann aufgrund von Rutschfallen eine chaotische Lagerung aufweisen. Dieser höhere Abschnitt stellt eine kleinräumige Eisstauseeverfüllung während der Eiszerfallsphase dar. Das stratigrafisch jüngste Element im Einödgraben bildet dann die spätglaziale Grundmoräne einer Gletscheroszillation während des Götschenbühel-Haltes, welche Teile der Eisstauseefüllung überlagert. Diese ist beim **Haltepunkt 3** (*R 381994 H 252257, 851 m*) nahe dem Teich aufgeschlossen (Position entspricht etwa Aufschluss E4 in Abbildung 57). Sie ist ebenfalls als überkonsolidierter matrixreicher Diamikt entwickelt und bildet im Vorfeld des Moränenwalls vom Götschenbühel auch den Wasser stauenden Untergrund.

Es wird darauf hingewiesen, dass im Einödgraben auf dem Weg von Haltepunkt 2 zu Haltepunkt 3 durch die laterale Erosion häufig neue und spannende Aufschlüsse möglich sind. So kann man immer wieder Dokumente von Glazialtektonik, wie Diapirstrukturen, in den Frühwürmablagerungen beobachten, die durch die würm-hochglaziale Grundmoräne gekappt sind (Abb. 59).

11.5. Naturdenkmal Wasenmoos und RAMSAR-Gebiet – Moore am Paß Thurn (Mittersill)

(I. DRAXLER)

Der Weg beginnt beim Aussichtspavillon (*R 380756 H 240611, 1.201 m*) nahe dem Gasthof Tauernblick und führt durch die geschützte Moorlandschaft mit dem **Wasenmoos** und einem Dutzend weiterer Moore zwischen 1.200 und 1.600 m Höhe. Auf dem leicht auf Hackschnitzeln begehbaren Moorerlebnisweg von ca. 2 km im Wasenmoos informieren 15 Schautafeln über die Besonderheiten der Fauna und Flora, den historischen Torfstich und den Archivwert des Moores (Pollenanalyse). Der längere Moorrundweg führt an zwölf weiteren unterschiedlichen Moorlebensräumen, ebenfalls mit Informationstafeln des RAMSAR-Gebietes, vorbei (für Details siehe Erläuterungen zu Leg. Nr. 6 und 7 in Kapitel 6.4.3).

Bei diesem bis zu drei Stunden dauernden und von Frühjahr bis Herbst begehbaren Rundgang mit Abkürzungsmöglichkeiten ist festes Schuhwerk (Bergschuhe) unbedingt erforderlich.

11.6. Der Karstweg am Kitzbüheler Horn

(J.M. REITNER)

Diese bis zu 2,5 Stunden dauernde Exkursion erschließt die in den devonischen Karbonaten entwickelten quartären Karstphänomene. Dabei stehen insbesondere Ponore (Schlucklöcher im Karst) und deren Bildung im Vordergrund. Der ausgeschilderte Weg beginnt in der Trattalmmulde (*R 381819 H 258489, 1.554 m*), nahe dem Alpenhaus (Bergstation der Hornbahn II). Der Karstweg beinhaltet 15 Stationen mit Erläuterungen zu erdwissenschaftlichen Themen und bietet zudem einen ausgezeichneten Rundblick vom Wilden Kaiser bis in die Hohen Tauern (nähere Informationen unter <http://www.karstweg.at>).

Literatur

- AHL, A., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröff. Ber., ÜLG-28/00-01 Teil 1, 106 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 13320-R, Wien.
- AHL, A., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., PIBER, A., SEIBERL, W., ZECHNER, M. & MAURITSCH, H.J. (2007): Regional Distribution of Magnetic Susceptibilities and 3D Modelling of Aeromagnetic Anomalies in the Central Eastern Alps (Western Tauern Window), Austria. – Austr. J. Earth Sc., **100**, 138–151, Wien.
- AICHHORN, A., ANGERER, H., APOLLONER, V., DAVOGG, B., ZIERLER, E. & MOSTLER, H. (1980): Erfassung und Beurteilung von Natursteinen in Tirol (Fortsetzung von Projekt Nr. 21/1978 und 22/1978). – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-001/79, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 05172-R, 142 S., Innsbruck.
- AIGNER, G. (1931): Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. – Anz. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **68**, 23–55, Wien.
- AIGNER, J. (1991): Geologische Kartierung des Gebietes Hanglhöhe-Resterhöhe-Mühlbach-Dorf-Passthurn (Salzburg, Tirol – Österreich) sowie Strain-Analysen und Schersinn-Untersuchungen entlang zweier Profile am Südrand der Kitzbüheler Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 114 S., München.
- AL-HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägels südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol) – Veröff. Univ. Innsbruck, **9**, Alpenkundl. Stud., **5**, 5–26, Innsbruck.
- ANDERSON, R.S., MOLNAR, P. & KESSLER, M.A. (2006): Features of glacial valley profiles simply explained. – J. Geophys. Res., **111**, F01004. doi: 10.1029/2005JF000344
- ANGEL, F. (1956): Über die spilitsch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 1–15, Wien.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wiss. Alpenvereinshefte, **13**, 112 S., Innsbruck.
- ANTHES, G. (2004): Studie. Vorkommen von Diabasgesteinen (basaltische Gesteine) in Österreich. Phase 1: Grundlagenerhebung. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-050, 224 S., Strobl.
- BECHTOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M. (1981): Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich – Ein Exkursionsführer. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/11**, 305–353, Innsbruck.
- BELOCKY, R., SLAPANSKY, P., EBLI, O., OGOROLEC, B. & LOBITZER, H. (1999): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich): Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. – Abh. Geol. B.-A., **56/2** (Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt), 13–33, Wien.
- BENN, D.I. & EVANS, J.A. (2010): *Glaciers & Glaciation*. – 2nd Edition, 802 S., London.
- BERTLE, R.J. (2004): Gliederung der nordpenninischen Bündner Schiefer des Unterengadiner Fensters und ihre Korrelation mit dem Tauernfenster (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **144**, 165–171, Wien.
- BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., HÖSCH, K. & GIANNANDREA, E. (1985): Bodengeophysikalische Untersuchungen von aerogeophysikalischen lokalisierten Anomalien zwischen dem Pass Thurn und der Zeller Furche. – Unveröff. Ber., Projekt TA21/82, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 06229-R, II + 31 S., Wien.

- BLAAS, J. (1884): Ueber eine neue Belegstelle für eine wiederholte Vergletscherung der Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1884**, 278–281, Wien.
- BLANCKENBURG, F.V. & DAVIES, J.H. (1996): Feasibility of Double Slab Breakoff (Cretaceous and Tertiary) during the Alpine Convergence. – *Eclog. Geol. Helv.*, **89**, 111–127, Basel.
- BLATT, A. (2013a): Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich). – Diss. Inst. f. Geowiss. Univ. Halle, 110 S., Halle. <http://public.bibliothek.uni-halle.de/index.php/hjgb/article/view/469> (abgefragt am 25.03.2015)
- BLATT, A. (2013b): Geochronologische Datierung in der Grauwackenzone Tirols. – *Hallesches Jb. Geowiss., Beih.* **29**, 3–59, Halle an der Saale.
- BLEIBINHAUS, F., HILBERG, S. & STILLER, M. (2010): First results from a seismic survey in the upper Salzach valley, Austria. – *Austr. J. Earth Sc.*, **103/2**, 28–32, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – *Geol. Rundschau*, **65**, 756–767, Berlin-Heidelberg (Springer).
- BMLFUW (2011): Hydrographisches Jahrbuch 2011. – Hydrographischer Dienst in Österreich, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Abteilung VII/3, 967 S., Wien.
- BOROWICKA, H. (1966): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomit-Kalkmarmorzuges zwischen Dietersbach und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). – Unpubl. Vorarbeit zur Dissertation Univ. Wien, 50 S., Wien.
- BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B. & POWELL, C.McA. (Eds.) (1982): Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics. – 551 S., Berlin (Springer).
- BORTENSCHLAGER, I. (1976): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols II: Kufstein – Kitzbühel – Paß Thurn. – *Ber. nat.-med. Ver. Innsbr.*, **63**, 105–137, Innsbruck.
- BORTENSCHLAGER, I. & BORTENSCHLAGER, S. (1981): Pollenanalytischer Nachweis früher menschlicher Tätigkeit in Tirol. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **61**, 5–12, Innsbruck.
- BRANDL, S. (2013): Kitzbüheler Alpen (Alpbach – Wildschönau – Brixental – St. Johann – Pillerseetal). – 5. Aufl., 192 S., München (Bergverlag Rother GmbH).
- BRANDNER, R. (1980): Geologische Übersichtskarte von Tirol (1:300.000). – Tirol Atlas (Amt der Tiroler Landesregierung), Innsbruck (Univ. Verlag Wagner).
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D.A., KRÄINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of transgressional and regressional events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Calcareous Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen Formation). – 5th Europ. Geg. Meet. of Sedimentology (IAS), Marseille, 9.–11.4.1984, Poster presentation, Abstract, 2 S., Marseille.
- BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzachgebietes. – *Geogr. Abh.*, **I/1**, 183 S., Wien.
- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.P. & WAGREICH, M. (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geol. B.-A., Wien.
- B'SHARY, M. (1991): Geologische Kartierung des Gebietes Bärenbadkogel-Trattenbach-Hartkaserhöhe, Nördliche Grauwackenzone (Salzburg, Tirol – Österreich) sowie Lineamentauswertung an LANDSAT-TM-Satellitenbildern im Vergleich mit Harnischflächenmessungen im Gelände. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 68 S., München.
- BÜCHERL, P. (1987): Geologische Kartierung des Hinterglemmertalschlusses, Salzburg/Tirol, Österreich (Nördliche Grauwackenzone) und Petrographisch-Geochemische Untersuchungen an den vulkano-sedimentären Wechselzonen des Hinterglemmertalschlusses. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 192 S., München.

- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa: Geologie, Chemismus, Genese. – 643 S., Stuttgart.
- CARMICHAEL, R.S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 299–358, Boca Raton (CRC Press).
- ČERMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse – Atlas of compiled data, 49–57, Cambridge.
- CESARE, B., RUBATO, D., HERMANN, J. & BARZI, L. (2001): Evidence for Late Carboniferous subduction type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the Tauern window (Eastern Alps). – Contrib. Min. Petrol., **142**, 449–464, Berlin–Heidelberg (Springer).
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter und Gegenwart, **35**, 185–206, Hannover.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 533–536, Wien.
- CHAZIDIMITRIADIS, E. (1969): Die Eisenspatlagerstätte Gebra bei Kitzbühel, Foidling-Alm und Schwader Eisenstein bei Schwaz. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 105 S., Innsbruck.
- CLIFF, R.A. (1977): Rb/Sr isotope measurements on granite gneisses from the Granatpitzen, Hohe Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 101–104, Wien.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history of the Penninic zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – Contrib. Min. Petrol., **77**, 262–266, Berlin–Heidelberg (Springer).
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 121–272, Wien.
- COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.-X. (2013): The ICS International Chronostratigraphic Chart. – Episodes, **36/3**, 199–204, Nottingham.
- COLINS, E., HOSCHECK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. Öst. Geol. Ges., **71/72**, 343–378, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1934): Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel-Zell am See, sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner. – Verh. Geol. B.-A., **1934**, 31–32, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1944): Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). – Ber. RA. f. Bodenf. Wien, **1944**, 25–31, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1935): Geologische Karte des Großglocknergebietes 1:25.000 mit Erläuterungen. – 34 S., Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (1. Teil). – Abh. RA. f. Bodenf. Wien, **25**, 1–305, Wien.
- DAFFNER, F. (1985): Geologische Kartierung des Hochkogel-Bärensteig Gebietes nördlich von Uttendorf (Salzburg, Österreich) und Untersuchungen an grobklastischen Gesteinen um die Ehrenbachhöhe bei Kitzbühel (Tirol, Österreich – „Alkalidiabasaplit und Amphibolit“ und „Diabasbrockenschiefer“). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 228 S., München.
- DEMME, W., MILOTA, CH. & PESTAL, G. (1991): Zur Geologie des Triebwasserstollensystems für das Kraftwerk Uttendorf II. – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., **37**, 127–139, Wien.
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Hrsg.): Provenance of Arenites. – Nato ASI series, **C 148**, 333–361, Dordrecht.

- DICKINSON, W.R. & SUCZEC, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **63**/12, 2164–2182, Tulsa.
- DINGELDEY, C., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.J. (1997): P-T history of the Lower Austroalpine Nappe Complex NW of the Tauern Window: Implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. – Contrib. Min. Petrol., **129**, 1–19, Berlin–Heidelberg (Springer).
- DOBEN, K. & FRANK, H. (1983): Murnau (Blatt Nr. 8333) – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern (Maßstab 1:25.000). – 151 S., Bayer. Geol. Landesamt, München.
- DOPPLER, G. (1980): Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit dem nord-westlichen Altmoränengebiet des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern). – Diss. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 198 S., München.
- DRESCHER, A. (in Druck): Franz Ungers Beiträge zur Ökologie. – In: KLEMUN, M. (Hrsg.): Einheit in der Vielfalt. Franz Ungers (1800–1870) Konzepte der Naturforschung im internationalen Kontext. – Vienna University Press, V & R Göttingen.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Inter-glazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. – Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch., Öst. Akad. Wiss., **12**, 39–92, Wien.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**, 108–121, Tulsa.
- ECKER, P. & ENTHOFER, C. (1989): Durchströmungsmoor St. Jakob i. H. – Unveröff. Gutachten, 9 S.
- EICHHORN, R., HÖLL, R., LOTH, G. & KENNEDY, A. (1999): Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria). – Int. J. Earth Sc., **88**, 496–512, Berlin–Heidelberg (Springer).
- EICHHORN, R., LOTH, G., HÖLL, R., FINGER, F., SCHERMAIER, A. & KENNEDY, A. (2000): Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. – Contrib. Min. Petrol., **139**, 418–435, Berlin–Heidelberg (Springer).
- EICHHORN, R., LOTH, G. & KENNEDY, A. (2001): Unravelling the preVariscan evolution of the Habach terrane (Tauern Window, Austria) by U-Pb SHRIMP zircon data. – Contrib. Min. Petrol., **142**, 147–162, Berlin–Heidelberg (Springer).
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Festband zur 300 Jahr-Feier des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck, 547–569, Innsbruck.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Pap., **995**, 27 S., Washington, D.C.
- EXNER, CH. (1971): Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a. d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., **1971**/4, 28–30, Wien.
- EXNER, CH. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 343–410, Wien.
- EXNER, CH. (1996): Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt (Land Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **139**/2, 155–190, Wien.
- EYBL, J., GODINA, R., LALK, P., LORENZ, P., MÜLLER, G., PAVLIK, H., WEILGUNI, V. & HEILIG, M. (2014): Das Hochwasser im Juni 2013. Die hydrographische Analyse. – 50 S., BMLFUW, Abt. IV/4, Wien.

- EYNATTEN VON, H. & WILBRANS, J.R. (2003): Precise tracing of exhumation and provenance using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detrital white mica: the example of the Central Alps. – In: McCANN, T. & SAINTOT, A. (Eds.): Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., **208**, 289–305, London.
- FEICHTER-HAID, A., KOCH WALDNER, TH., MASUR, A. & VIEHWEIDER, B. (2013): The prehistoric and historic mining district in the region of Kitzbühel (Tyrol, Austria): An interdisciplinary approach to reconstruct the past. – *Metalla*, **20/2013**, 46–57, Bochum.
- FEITZINGER, G. (1998): Montangeologisch-mineralogische Grundlagen und Standortcharakteristika. – In: FEITZINGER, G., GÜNTHER, W. & BRUNNER, A. (Red.): Bergbau- und Hüttenaltstandorte im Bundesland Salzburg, 11–124, Amt d. Sbg. Landesreg., Abt. 16, Umweltschutz, Salzburg.
- FEUCHTER, A. (1934): Die Erzlagerstätten der Bergbaue Kupferplatte und Kelchalpe bei Kitzbühel. – *Berg- u. Hüttenm. Jb.*, **82**, 72–80, Wien.
- FEUCHTER, A. (1935): Die Erzlagerstätten der Bergbaue Kupferplatte und Kelchalpe bei Kitzbühel. – *Berg- u. Hüttenm. Jb.*, **83**, 41–48, Wien.
- FINGER, F. & VON QUADT, A. (1993): Genauere U/Pb Alter für Granite und Granitgneise durch sorgfältige Zirkonselektion unter dem Durchlicht Mikroskop – Der Knorrkogelgneis der Hohen Tauern als Beispiel. – *Ber. Dtsch. Min. Ges.*, **5**, 118, Stuttgart.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., VON QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A.O. & STEYRER, H.P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps) – Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 375–391, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- FISCHER, H. (1947): Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1947**, 134–139, Wien.
- FISCHER, H. (1948): Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 170 S., Wien.
- FISCHER, H. (1955): Der Wenns-Veitlehener-Kalk-Marmorzug. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1955**, 187–197, Wien.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. – 472 S., Berlin (Springer).
- FLAJS, G. (1967): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **59**, 157–212, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 257–303, Wien.
- FLURI, F. (1967): Wetter und Klima von Kitzbühel. – In: WIDMOSER, E. (Schriftl.): Stadtbuch Kitzbühel, **I**, 27–69, Kitzbühel.
- FLURI, F. (1973): Beiträge zur alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bändertorn von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – *Z. Geomorph., N.F., Suppl.* **16**, 1–14, Berlin–Stuttgart.
- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. – *Wiss. Alpenvereinshefte*, **21**, 95–111, München.
- FRANK, W., MILLER, CH., PETRAKAKIS, K., PROHASKA, W. & RICHTER, W. (1981): Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. – *Fortschr. Min.*, **59/2**, 97–128, DMG-ÖMG Tagung 1981, Exkursion E-6, Stuttgart.
- FRANK, W., MILLER, CH. & PESTAL, G. (1987a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 152 Matrei in Osttirol. – 1 Bl., *Geol. B.-A.*, Wien.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987b): Metamorphic und Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 34–54, Wien (Deuticke).

- FRANKE, B. (1995): Bericht zur Kartierung auf Blatt 122 Kitzbühel im Gebiet östlich Paß Thurn, zwischen Rankenkopf und Burkbach. – Unveröff. Aufnahmsber., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 11060-RA/122/1995, 8 S., Wien.
- FRANKE, B. (1997): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 381–382, Wien.
- FRANZ, G., MOSBRUGGER, V. & MENGE, R. (1991): Carbo-Permian pterophyll leaf fragments from an amphibolite facies basement, Tauern Window, Austria. – Terra Nova, **3**, 137–141, Oxford (Blackwell Science Ltd.).
- FRASL, G. (1949): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Gerlospaß und dem Habachtal. – Unpubl. Diss. Univ. Wien, 168 S., Wien.
- FRASL, G. (1952): Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). – Verh. Geol. B.-A., **1952**, 16–20, Wien.
- FRASL, G. (1953a): Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). – Anz. Öst. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., **90**, 23–26, Wien.
- FRASL, G. (1953b): Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154). – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 31–35, Wien.
- FRASL, G. (1953c): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 143–192, Wien.
- FRASL, G. (1954): Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154). – Verh. Geol. B.-A., **1954**, 38–42, Wien.
- FRASL, G. (1955): Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei in Osttirol). – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 22–26, Wien.
- FRASL, G. (1957): Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. – Abt. f. Min. am Landesmus. Joanneum, Mitteilungsblatt, **1957**, 41–65, Graz.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1964): Exkursion I/2, Mittlere Hohe Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 17–31, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sh. **15**, 30–58, Heidelberg.
- FRASL, G. & FRASL, E. (1956): Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 33–36, Wien.
- FRASL, G. & HEISSEL, W. (1953): Über die Fossilfunde in den Fuscher Phylliten. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 150–151, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1969): Erzmikroskopische Beobachtungen an Erzen der Kieslagerstätte Rettenbach im Pinzgau. – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, **9**, 65–72, Leoben.
- FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67**, 9–20, Wien.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau, **65/2**, 375–393, Berlin-Heidelberg (Springer).
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**, 675–696, Stuttgart.
- FRISCH, W. & MESCHKE, M. (2007): Plattentektonik: Kontinentalverschiebung und Gebirgsbildung. – 2. Aufl., 196 S., Darmstadt.
- FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early Paleozoic Back-Arc and Island-Arc settings in Greenstone Sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., **129/3+4**, 545–566, Wien.

- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FRISCH, W., DUNKL, I. & KUHLEMANN, J. (2000): Post-collisional orogen-parallel large scale extension in the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **327**, 239–265, Amsterdam.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZEKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung: die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – *Die Höhle*, **53**, 1–36, Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2008): Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. – *Mitt. Öst. Geogr. Ges.*, **150**, 123–162, Wien.
- FRÖITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive – margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **108**, 1120–1133, Boulder.
- FRÖITZHEIM, N., DERKS, J.F., WALTER, J.M. & SCIUNNACH, D. (2008): Evolution of an Early Permian extensional detachment fault from synintrusive, mylonitic flow to brittle faulting (Grassi Detachment Fault, Orobic Anticline, Southern Alps, Italy). – In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FRÖITZHEIM, N. (Eds.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **298**, 69–82, London.
- FUCHS, G. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze – Großvenediger (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 201–248, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. – *Sediment-Petrologie*, **2**, 3. Aufl., 784 S., Stuttgart.
- FÜRLINGER, W. (1989): Rohstoffsicherungskonzept für Steine, Erden und Industriemineralien im Bundesland Salzburg: Pinzgau. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-018/88, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 07575-R, 4 S., 2 Beil., Salzburg.
- GARBE-SCHÖNBERG, C.D. (1990): Geochemie und Petrologie vulkanogen-sedimentärer Fe-Cu (-Pb)-Sulfidvorkommen und metallreicher Schwarzschiefer im Raum Zell am See (Westliche Grauwackenzone, Salzburg, Österreich). – Diss. Univ. Hamburg, XIII + 312 S., Hamburg.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rundschau*, **87**, 644–657, Berlin–Heidelberg (Springer).
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **81**, 233–243, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.) (2014): GBA-Thesaurus Tektonische Einheiten – <http://resource.geolba.ac.at/tectonicunit> (abgefragt am 06.10.2014)
- GEYH, M.A., HENNIG, G. & OEEZEN, D. (1997): U/Th-Datierung interglazialer und interstadialer Niedermoortorfe und Lignite – Stand und Zukunft. – *Schriftenr. Dtsch. Geol. Ges.*, **4**, 187–199, Hannover.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – *Geol. Carpathica*, **44**, 135–142, Bratislava.
- GÖSCHKE, M., BIEDERMANN, A., HEINZ, H., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P. & WAGINI, A. (1981): Montangeophysikalische und gesteinsphysikalische Untersuchung aeromagnetischer Anomalien in der westlichen Grauwackenzone. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-011/80, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 05352-R, IV + 32 S., Wien.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & HOFMANN, Th. (Hrsg.): *Geo-Atlas Österreich*, 66–67, Wien.

- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Diss. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GRENERCZY, G., SELLA, G., STEIN, S. & KENYERES, A. (2005): Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. – *Geophysic. Res. Letters*, **32**, L16311. doi: 10.1029/2005GL022947
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – *Archiv f. Lagerstättenf.*, **2**, 71–107, Wien.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria/Italy). Evidence from apatite fission-track ages. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 197–216, Wien.
- GRÜNWALD, V. (2004): Ein Blick zurück. Der Bichlacher Torfstich Paradieswiese. – *Stadt Kitzbühel, Mitteilungsblatt der Stadtverwaltung*, **8/10**, Okt. 13–16, Kitzbühel.
- GÜNTHER, W. (2007): Salzburger Bergbau und Hüttenwesen im Wandel der Zeit. Buntmetalle und stahlveredelnde Metalle. – 400 S., Leoganger Bergbaumuseumverein, Leogang.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – *Endber. Inst. f. Meteor. u. Geophys. Univ. Wien*, 32 S., Wien.
- HABERBOSCH, K. (1985): Geologische Kartierung nordwestlich von Saalbach/Hinterglemm, Österreich (Nördliche Grauwackenzone) und petrographisch-geochemische Untersuchungen an den im Kartiergebiet auftretenden Intrusivgesteinen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Ludwig-Maximilians-Univ. München, 116 S., München.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quarzphyllite. – In: SCHNEIDER, H.J. (Ed.): *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Proceedings of the IV. ISMIDA Berchtesgaden*, October 4–10, 1981, 51–59, Berlin–Heidelberg.
- HAHN, A., PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik. – In: BENDER, F. (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften, Band II, Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften*, 57–155, Stuttgart.
- HAJEK, W., BOGNER, M. & HEPP, M. (2011): Neufunde am Weißenstein, Nordtirol (Österreich). – *Lapis*, **36**, 13–15, München.
- HAMMER, W. (1935): Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **85**, 1–19, Wien.
- HAMMER, W. (1937): Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel – Zell am See der geologischen Spezialkarte 1:75.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1937**, 99–108, Wien.
- HAMMER, W. (1938): Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbüheler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1938**, 171–181, Wien.
- HANDLER, R., NEUBAUER, F., HERMANN, S. & DALLMEYER, R.D. (1999): Silurian–Devonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Mineral ages from the Kaintaleck Nappe: evidence for mid-Paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement units of the Eastern Alps (Austria). – *Geol. Carpathica*, **50/3**, 229–239, Bratislava.
- HANKE, K. (1984): Geologische Kartierung des westlichen Wildseelodergebietes und sedimentologisch-petrographische Untersuchungen an den klastischen Rahmengesteinen der Porphyroide (Fieberbrunn, Tirol, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 144 S., München.
- HAUCK, J. (1988): Geologische Kartierung im Gebiet des Laubkogels (Kitzbüheler Alpen) mit Berücksichtigung der Petrographie und Tektonik sowie Paläomagnetische Untersuchungen an Basalten der Kitzbüheler Grauwackenzone. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 113 S., München.
- HAUER, F. v. (1847): Versteinerungen von Dienten in Salzburg. – *Ber. Mitt. v. Freunden d. Naturwiss. in Wien*, **1** (Haidinger Ber. **1**), 187–189, Wien.

- HAUER, F. V. (1857): Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Cl., **25**, 253–348, Wien.
- HAUNSCHMID, B. (1993): Zentralgneisgenerationen im östlichen Tauernfenster: Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – Unpubl. Diss. Univ. Salzburg, 159 S., Salzburg.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich: Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 21–125, Wien.
- HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische Porphyroid-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Diss. Univ. München, 253 S., München.
- HEINISCH, H. (1981a): Preliminary report on Early Paleozoic acid volcanism in the Eastern and Southern Alps. A review. – In: KARAMATA, S. & SASSI, F.P. (Eds.): IGCP No. 5, Newsletter **3**, 80–88, Beograd.
- HEINISCH, H. (1981b): Zum ordovizischen ‚Porphyroid‘ – Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124/1**, 1–109, Wien.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Habil.-Schr. Univ. München, X + 291 S., München.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen – Sonderband „Variszikum in den Alpen“. – Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich.
- HEINISCH, H. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 609–610, Wien.
- HEINISCH, H. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 335–336, Wien.
- HEINISCH, H. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **140/3**, 321–323, Wien.
- HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jb. Geol. B.-A., **146/1**, 95–96, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jb. Geol. B.-A., **147/3–4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbe-
reich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jb. Geol. B.-A., **148/2**, 254–257, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen vornehmlich im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jb. Geol. B.-A., **149/4**, 535–537, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jb. Geol. B.-A., **154/1–4**, 370–373, Wien.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 229–230, Wien.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 281–282, Wien.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 425, Wien.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 314, Wien.

- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Exkursion E7: Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See. – Mitt. Öst. Min. Ges., **135**, 167–184, Wien.
- HEINISCH, H. & ZADOW, A. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 452–457, Wien.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987a): Devonian basaltic volcanism and turbiditic sediments from the Eastern Paleozoic, Northern Graywacke Zone (Tyrol/Salzburg, Austria): implications for Paleozoic plate tectonics. – Terra Cognita, **7**, 179, Strasbourg.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987b): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 163–173, Wien.
- HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P. (1988): Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 267–278, Wien.
- HEINISCH, H., HELLERSCHMIDT-ALBER, H., PESTAL, G. & STINGL, V. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 123 Zell am See. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & PESTAL, G. (1988): Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 285–289, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – Mém. Soc. Géol. France, **156**, 123–128, Paris.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Salzburg. – Unveröff. Ber., Projekt SC-2f/84, 15 S., Wien.
- HEINZ, H., PESTAL, G., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Tirol: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Tirol. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-011/85, 16 S., Wien.
- HEISSEL, W. (1951): Grauwackenzone der Salzburger Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1951/Sh. A**, 71–76, Wien.
- HEITZMANN, P. (1985): Kikirite, Katakasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – Eclog. Geol. Helv., **78/2**, 273–286, Basel.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2000): Bericht über ingenieurgeologische und hydrogeologische Aufnahmen im Umfeld des alten Bergbaureviers Brunnalm auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **142/3**, 398–402, Wien.
- HINDERER, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. – Geodinamica Acta, **14**, 231–263, Paris.
- HIRSCHBERGER, R. (1995): Zur Geologie des Gebietes vom Westlichen Unteraurach in Richtung Steinbergkogel (Nördliche Grauwackenzone, Kitzbühel/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 89 S., München.
- HÖCK, V. (1974): Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den Mittleren Hohen Tauern, (Österreich). – Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt., **54**, 567–593, Zürich.
- HÖCK, V. (1993): The Habach-Formation and the Zentralgneis – A Key in Understanding the Palaeozoic Evolution of the Tauern Window (Eastern Alps). – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 361–374, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – Chem. Geol., **77**, 209–227, Amsterdam (Elsevier).

- HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 16–33, Wien (Deuticke).
- HÖCK, V. & PESTAL, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 153 Großglockner. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- HÖCK, V., KRAIGER, H. & LETTNER, H. (1993): Oceanic vs. continental origin of the Paleozoic Habach Formation in the vicinity of the Felbertal scheelite deposit (Hohe Tauern, Austria). A geochemical approach. – *Abh. Geol. B.-A.*, **49**, 79–95, Wien.
- HÖCK, V., KOLLER, F. & SEEMANN, R. (1994): Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge. – *Mineral & Erz in den Hohen Tauern*, 29–48, Wien (Naturhistorisches Museum Wien).
- HÖCK, V., SLACZKA, A. & UCHMAN, A. (2006): New biostratigraphic and Palaeoenvironmental data on metamorphosed limestones from the northern margin of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Austr. J. Earth Sc.*, **99**, 42–56, Wien.
- HOFER, A. (1826): Geognostische Karte des Raumes Kitzbühel und Brixental. – Unveröff. Karte, Tiroler Landesarchiv (Karten & Pläne 1742), Kitzbühel.
- HOFER, A. (1828a): Situationsplan und Aufriß des südlichen Haupttales vom Kitzbüheler Pochwerk bis zum Kupferplatten Erbstollen in Jochberg. – Unveröff. Karte, Tiroler Landesarchiv (Karten & Pläne 1743), Kitzbühel.
- HOFER, A. (1828b): Situationsplan und Aufriß des östlichen Gebirgszuges bei Kitzbühel (Gebra bis Lämmerbichl). – Unveröff. Karte, Tiroler Landesarchiv (Karten & Pläne 1744), Kitzbühel.
- HÖFER, C.G. & TICHY, G. (2005): Fossilfunde aus dem Silbereckmarmor des Silberecks, Hafnergruppe (Hohe Tauern, Salzburg). – *J. of Alp. Geol.*, **47**, 145–158, Wien.
- HÖGGERL, N. (2007): Höhenänderungen in Österreich. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & HOFMANN, TH. (Hrsg.): *Geo-Atlas Österreich*, 56–57, Geol. B.-A., Wien.
- HOHENBÜHEL, K. (1981): Zur Geologie der Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Rettenbaches bei Kirchberg in Tirol. – Diss. Univ. Innsbruck, IV + 112 S., Innsbruck
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt.*, **79**, 155–181, Zürich.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – *Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.*, **1967**, 1–11, München.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: WOLF, K.H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, 1–36, Amsterdam (Elsevier).
- HOLLAND, T.J.B. (1979): High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites in the Tauern Window, Austria. – *Journal of Geology*, **87**/1, 1–27, Chicago.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **81**, 5–31, Wien.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: zirkontypologische und geochemische Charakteristik. – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **82**, 19–44, Wien.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.CH., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A Synopsis. – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **71/72**, 335–341, Wien.
- HRADIL, G. (1924): Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbühler Grauwackenzone. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1924**, 192–198, Wien.

- HUSEN VAN, D. (1986): Bau- und hydrogeologische Bedeutung eiszeitlicher Vorgänge. – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., **33**, 23–45, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus der geologischen Geschichte Österreichs, **2**, 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Öst. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D. & REITNER, J.M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – Quaternary Science Journal, **60**, 366–387, Hannover.
- ISSER, M. (1888): Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **36**, 226–324, Wien.
- ITZELSBERGER, P. (1994): Zur Geologie des Gebietes zwischen Ehrenbachhöhe und Steinkogel, Nördliche Grauwackenzone, Kitzbühel/Tirol. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 72 S., München.
- 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 European Alps. – J. of Quaternary Sc., **23/6–7**, 559–573, Chichester.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit Granitgneisen (Typus Augen-Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich. – Tscherma's Min. Petrogr. Mitt., **13**, 251–272, Wien.
- JARITZ, W. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **140/3**, 323–325, Wien.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192, Wien.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151 Krimml. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- KEBEDE, T., KLÖTZLI, U.S. & PESTAL, G. (2003): Single zircon U-Pb geochronology of pre-variscan and variscan basement units of the central Tauern window, Eastern Alps (Austria). – Mitt. Öst. Min. Ges., **148**, 182–184, Wien.
- KEBEDE, T., KLÖTZLI, U.S., KOSLER, J. & SKIÖLD, T. (2005): Understanding the pre-Variscan and Variscan basement components of the central Tauern Window, Eastern Alps (Austria) – constraints from single zircon U-Pb geochronology. – Int. J. Earth Sc., **94**, 336–353, Berlin-Heidelberg (Springer).
- KELLERER-PIRKLBauer, A., LIEB, G.K. & KLEINFERCHNER, H. (2012): A new rock glacier inventory in the eastern European Alps. – Austr. J. Earth Sc., **105/2**, 78–93, Wien.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpenin Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, CH. & PSENNER, R. (Hrsg.): Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus, 5–26, Innsbruck.
- KEUSCH, C. (2004): Vegetationsökologische Grundlagen zur Ausweisung der Moore am Pass Thurn (Salzburg) als Ramsar-Schutzgebiet. – Dipl.-Arb. Univ. Wien, 168 S., Wien.
- KEUSCH, C. & STEINER, G.M. (2005): Vegetationsökologische Grundlagen zur Ausweisung der Moore am Pass Thurn als Ramsargebiet. – Stapfia, **85**, 495–534, Linz.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Mitt. Ges. Sbg. Landesk., Ergänzungsband **4**, 436 S., Salzburg-Stuttgart.

- KIESSLING, W. (1992): Palaeontological and facial features of the Upper Jurassic Hochstegen Marble (Tauern Window, Eastern Alps). – *Terra Nova*, **4**, 184–197, Oxford (Blackwell Science Ltd.).
- KLASEN, N. (2003): Lumineszenz-Datierung letztglazialer Talfüllungen in Tirol (Ostalpen). – *Dipl.-Arb. Univ. Köln*, 93 S., Köln.
- 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, Oxford.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): *Geologie von Tirol*. – 872 S., Berlin (Borntraeger).
- KLEBELSBERG, R. v. (1940): Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). – *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.*, **92**, 582–586, Berlin.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau, Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.*, **10**, 275–288, Innsbruck.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. – *Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.*, **98**, 201, Wien.
- KOBER, L. (1948): Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1948/4–6**, 81–96, Wien.
- KOBRANOVA, V.N. (1989): *Petrophysics*. – 375 S., Moskau–Berlin.
- KOCH WALDNER, TH. (2013): Prehistoric copper production in the region of Kitzbühel, North Tyrol – mining and smelting. – *Mining in European History and its Impact on Environment and Human Societies – Proceedings for the 2nd Mining in European History Conference of the FZ HiMAT*, 7.–10. November 2012, 173–179, Innsbruck.
- KÖLBL, L. (1924): Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. 1*, **133**, 291–327, Wien.
- KÖLBL, L. (1932a): Das Nordostende des Großvenedigermassivs. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. 1*, **141**, 39–66, Wien.
- KÖLBL, L. (1932b): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. – *Anz. Akad. Wiss.*, **69**, 266, Wien.
- KOLLER, F. & PESTAL, G. (2003): Die ligurischen Ophiolithe der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – *Arbeitstagung Geol. B.-A. 2003 Brenner*, 65–77, Wien.
- KÖNIG, D. (2009): Mikrogefüge-Untersuchungen an Myloniten im Grenzbereich Innsbrucker Quarzphyllit/Nördliche Grauwackenzone – Ostalpen. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Halle*, 75 S., Halle.
- KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **81**, 47–64, Wien.
- KRAINER, K. (1995): Barite nodules in Permian karst sediments of the Northern Greywacke Zone near Kitzbühel (Tyrol, Austria). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.*, **20**, 87–105, Innsbruck.
- KRAINER, K. & RIBIS, M. (2012): A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – *Austr. J. Earth Sc.*, **105/2**, 32–47, Wien.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – *Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.* **68**, 93–103, Stuttgart.
- KRALIK, M. (1983): Interpretation of K-Ar and Rb-Sr Data from Fine Fractions of Weakly Metamorphosed Shales and Carbonate Rocks at the Base of Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). – *TMPM*, **32**, 49–67, Heidelberg.
- KREUSS, O. (2008): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, ÖK 121 Neukirchen a. Großvenediger. – 1 Bl., *Geol. B.-A.*, Wien.

- KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, **24**, 298–329, Amsterdam (Elsevier).
- KÜBLER, B. (1964): Les argilles indicateurs de metamorphisme. – *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, **XIX**/10, 1093–1113, Paris.
- KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l'illite. – *Bull. Centre Recherches, Pau-S.N.P.A.*, **2**, 385–397, Pau.
- KUHLEMANN, J. (2007): Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. – *Global and Planetary Change*, **58**/1, 224–236, Amsterdam.
- KUHLEMANN, J., FRISCH, W., SZÉKELY, B., DUNKL, I. & KÁZMÉR, M. (2002). Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. – *Int. J. Earth Sc.*, **91**/5, 818–837, Berlin–Heidelberg.
- KUPFERSCHMIED, M.P. (1994): Geologische Untersuchungen im Tauernfenster zwischen Hölzerbachtal und Krimmler Achenal. – *Münchner Geol. Hefte*, **12**, 160 S., München.
- KUPFERSCHMIED, M.P. & HÖLL, R. (1994): Die geologische Neuaufnahme der Habachmulde und ihre genetische Implikation für die Habachgruppe (Tauernfenster/Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, 139–153, Wien.
- KÜRSINGER, I. v. (1841): Ober-Pinzgau, oder: Der Bezirk Mittersill. Eine geschichtlich, topographisch, statistisch, naturhistorische Skizze. – 288 S., Salzburg (Verlag Oberer).
- KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J. & DACHS, E. (1998): Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review. – *Geol. Rundschau*, **87**, 225–242, Berlin–Heidelberg (Springer).
- LAMMERER, B. & WEGER, M. (1998): Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. – *Tectonophysics*, **285**, 213–230, Amsterdam.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. – XI + 278 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- LÄUFER, A.L., HUBICH, D. & LOESCHKE, J. (2001): Variscan geodynamic evolution of the Carnic Alps (Austria/Italy). – *Geol. Rundschau*, **90**, 855–870, Berlin–Heidelberg (Springer).
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Diss. Tech. Univ. Clausthal, 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- LEMOINE, M. (2003): Schistes Lustrés from Corsica to Hungary: back to the original sediments and tentative dating of partly azoic sediments. – *Bull. Soc. Géol. France*, **174**/3, 197–209, Paris.
- LENGAUER, C.L. & SCHRAMM, J.-M. (1989): Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**/2, 425–441, Wien.
- LERCHBAUMER, L., KLOETZLI, U. & PESTAL, G. (2010): Schists and Amphibolites of the Kleinelendtal (Ankogel-Hochalm-Gruppe/Hohe Tauern, Austria) / New Insights on the Variscan Basement in the eastern Tauern Window. – *Austr. J. Earth Sc.*, **103**, 138–152, Wien.
- LEWANDOWSKI, K. (2001): Bergbau in und um Jochberg. – In: GEMEINDE JOCHBERG (Hrsg.): „Jochberg, Du mei Hoamat“ – Heimatbuch Jochberg, 198–269, Jochberg.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – *Arbeiten a. d. Institut f. Geographie der KFU Graz*, **33**, 9–125, Graz.
- LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK, W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 179 Lienz. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.

- LIPOLD, M., STUR, D. & PETERS, C. (1853a): Umgebung von Zell im Zillertal 1:144.000. – Geol. Manuskriptkarte, 1 Bl., handkol., Wien.
- LIPOLD, M., STUR, D. & PETERS, C. (1853b): Umgebung des Gross-Glockners 1:144.000. – Geol. Manuskriptkarte, 1 Bl., handkol., Wien.
- LOBITZER, H., TATZREITER, F., DAURER, A., KIESL, W. & ZIMMER, W. (1981): Bestandsaufnahme der Vorkommen von Kalk und Dolomit im Bundesland Salzburg. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-011/80, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 05363-R, 44 S., Wien.
- LOBITZER, H., TATZREITER, F., DAURER, A., KIESL, W., ZIMMER, W., STRADNER, H., SURENIAN, R. & ALLRAM, F. (1982): Bestandsaufnahme der Vorkommen von Kalk und Dolomit im Bundesland Salzburg. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-011/80-81, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 05519-R, 167 S., Wien.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and its Palaeotectonic Significance. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 441–456, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- LOTH, G. & KUPFERSCHMIED, M.P. (1993): Die tektonische Stellung des Wennis-Veitlehener-Marmorzuges (Tauernfenster). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 475–478, Wien.
- LOTH, G., EICHHORN, R., SCHAUDER, P., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (1999): U-Pb SHRIMP data from the Wildschönau ophiolite complex: Evidence for Cambro-Ordovician rifting in the Western Greywacke Supergroup (Eastern Alps). – Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Europ. J. of Min., **11**, 149, Stuttgart.
- LÖWL, F. (1895): Der Granatspitz-Kern. – Jb. Geol. R.-A., **44**, 515–532, Wien.
- LÖWL, F. (1903): Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. – In: TELLER, F. (Red.): Führer für die Exkursionen in Österreich, IX. Internationaler Geologen-Kongress, 27 S., Wien (Hollinek).
- MALZER, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 99 S., Innsbruck.
- MANDEL, J. (1964): The Statistical Analysis of Experimental Data. – 410 S., New York.
- MANDL, G.W. (2009): Nördliche Kalkalpen. – In: PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000, 80–97, Geol. B.-A., Wien.
- 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, Amsterdam (Elsevier).
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festband zur 300 Jahr-Feier des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck, 523–546, Innsbruck.
- MEISSNER, B. (1994): Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Pengelstein und Schwarzkogel sowie zur Tektonik der westlichen Kitzbüheler Alpen zwischen Ehrenbachhöhe und Kl. Rettenstein. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 114 S., München.
- MERRILL, R.T. & McELHINNY, M.W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective. – International geophysics series, **32**, XI + 401 S., London (Academic Press).
- 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, Oxford.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Mechanics of flow and deposition: I. Turbidites and deep water sedimentation. – SEPM Pacific Short Course, 1–38, Los Angeles.

- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte, **C 352**, 314 S., Leipzig.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps) – A New Working Hypothesis. – Geol. Soc. Am. Bull., **85**, 1727–1732, Boulder.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. – Ber. Geol. B.-A., **48**, 33 S., Wien.
- MOSHAMMER, B. (2009): Geologie (Mikrofazies, Mineralogie-Petrographie), Gesteinschemie und Weißmetrik ausgewählter Marmor-, Kalkstein-, Dolomit- und Kalkspatvorkommen in Österreich. Geologie und Rohstoffparameter von Kalkstein- und Dolomitvorkommen. – Unveröff. Endber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-051/2005-07, 75 S., Wien.
- MOSTLER, H. (1965): Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1965/2**, 163–167, Wien.
- MOSTLER, H. (1966a): Das Silur (Gotlandium) der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Anz. Ost. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **166/1**, 1–3, Wien.
- MOSTLER, H. (1966b): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 157–170, Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**, 295–303, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., **18**, 89–150, Wien.
- MOSTLER, H. (1970a): Zur Baryt-Vererzung des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – Archiv f. Lagerstättenf. Ostalpen, **11**, 101–112, Leoben.
- MOSTLER, H. (1970b): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz / Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festband zur 300 Jahr-Feier des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck, 507–522, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162, Wien.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpinen Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 237–266, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1979): Projekt „Gesteinsmaterial für hochwertige Splitte und für die Waschmittelindustrie in Tirol, insbesondere in Osttirol“ und Projekt „Bau- und Dekorsteine (Natursteinlagerstätten in Tirol, insbesondere in Osttirol)“. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-001/78 (21/78, 22/78), Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 05042-R, 1–28, 29–41, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1982): Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwolleerzeugung in Tirol. – Archiv f. Lagerstättenf., **1**, 69–76, Wien.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Ökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **10**, 87–144, Erlangen.
- MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1982): Untersuchung der Schwerspatvorkommen Tirols im Hinblick auf eine wirtschaftliche Nutzung. Endbericht 1981. – Unveröff. Ber., Projekt TA 18/81, 74 S., Innsbruck.
- MOSTLER, H., HADITSCH, J.G. & HOHENBÜHEL, K. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg. – Archiv f. Lagerstättenf., **5**, 105–115, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G. (1967): Die Geologie der Umgebung von Kitzbühel. – In: WIDMOSER, E. (Red.): Stadtbuch Kitzbühel, I, 10–26, Kitzbühel.
- MUTSCHLECHNER, G. (1968): Kitzbüheler Bergbaugeschichte. – In: WIDMOSER, E. (Red.): Stadtbuch Kitzbühel, II, 137–208, Kitzbühel.

- MUTTONI, G., CARCANO, C., GARZANTI, E., GHIELMI, M., PICCIN, A., PINI, R., ROGLEDI, S. & SCIUNNACH, D. (2003): Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. – *Geology*, **31**, 989–992, Boulder.
- N.N. (1830): Geognostische Karte des Raumes Kitzbühel Kirchberg Going und Ellmau. – Unveröff. Karte, Tiroler Landesarchiv (Karten & Pläne 1741), Kitzbühel.
- NEINAIAE, H., PIRKL, H., SCHEDL, A., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., ATZENHOFER, B., GSTREIN, P., HANSER, E. & WILFING, H. (2000): Screening und Bewertung von ehemaligen Bergbau- und Hüttenstandorten hinsichtlich Umweltrisiko und Folgenutzungspotentialen durch einen integrierten geowissenschaftlich-humanbiologischen Ansatz am Beispiel der Kitzbühler Alpen. 3. Zwischenbericht. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt M-U-007, T-U-017a (Lagerst. Archiv Geol. B.-A.), 120 S., Wien.
- NEINAIAE, H., PIRKL, H., SCHEDL, A., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., ATZENHOFER, B., GSTREIN, P., HANSER, E. & WILFING, H. (2001): Screening und Bewertung von ehemaligen Bergbau- und Hüttenstandorten hinsichtlich Umweltrisiko und Folgenutzungspotentialen durch einen integrierten geowissenschaftlich-humanbiologischen Ansatz am Beispiel der Kitzbühler Alpen. Endbericht. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt M-U-007; T-U-017a, 107 S., Wien.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1988): Ordovician-Silurian geodynamic evolution of the Alps – the orogeny back-arc basin model. – *Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt.*, **68**, 351–357, Zürich.
- NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (1993): The Alpine Basement – Linkage between Variscides and East-Mediterranean Mountain Belts. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 641–663, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- NEUBAUER, F., GENSER, J., KURZ, W. & WANG, X. (1999): Exhumation of the Tauern Window, Eastern Alps. – *Phys. Chem. Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **24**, 675–680, Oxford.
- NICKLAS, M. (1936): Quartärgeologie des Gebietes von Kitzbühel. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck., 34 S., Innsbruck
- NICKLAS, M. (1937): Nacheiszeitliche Gletscherstände in den Kitzbühler Alpen. – *Z. f. Gletscherkunde*, **25**, 236–241, Berlin.
- NICOLUSSI, K. (2009): Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, CH. & PSENNER, R. (Hrsg.): *Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus*, 41–54, Innsbruck.
- NORTON, K.P., VON BLANKENBURG, F., DI BIASE, R., SCHLUNEGGER, F. & KUBIK, P.W. (2011): Cosmogenic ¹⁰Be-derived denudation rates of the Eastern and Southern European Alps. – *Int. J. Earth Sc.*, **100/5–8**, 1163–1179, Stuttgart.
- OBERHÄNSLI, R. & GOFFÉ, B. (2004): Explanatory notes to the Map: Metamorphic structure of the Alps – Introduction. – *Mitt. Öst. Min. Ges.*, **149**, 115–123, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. – 700 S., Wien–New York (Springer).
- OHNESORGE, TH. (1905): Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1905**, 373–377, Wien.
- OHNESORGE, TH. (1908): Über die Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen etc. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1908**, 373–384, Wien.
- OHNESORGE, TH. (1909): Über Schichtfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühel. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1909**, 350–351, Wien.
- OHNESORGE, TH. (1919): *Geologische Karte von Kitzbühel und Umgebung*, 1:25.000. – 2 Bl., Geol. R.-A., Wien.

- OHNESORGE, TH. (1925): Auftragsbericht über das Blatt Kitzbühel – Zell am See. – Verh. Geol. B.-A., **1925**, 13, Wien.
- OHNESORGE, TH. (1929): Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, **1929**, 200–203, Wien.
- OHNESORGE, TH., KERNER-MARILAU, F. v., HAMMER, W. & CORNELIUS, H.P. (1935): Kitzbühel und Zell am See. – Geologische Karte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Bl. 5049. – Geol. B.-A., Wien.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and basin development of the Oligocene in the Lower Inn Valley. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M. (Eds.): Paleogene in Austria. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Akad. Wiss., **14**, 153–196, Wien.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., Neumünster.
- PANWITZ, C. (1999): Untersuchungen zur Charakteristik detritischer Hellglimmer aus siliziklastischen Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone und des Permoskyths der Nördlichen Kalkalpen sowie deren $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung mit der Lasermethode. – Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. f. Geol. Wiss. u. Geiseltalms. der MLU Halle-Wittenberg, 90 S., Halle.
- PANWITZ, C. (2006): Provenienzanalyse an paläozoischen Metasedimenten der Ostalpen mit Schwerpunkt in der Nördlichen Grauwackenzone – Petrographie, Glimmerchemie, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen. – 148 + 83 S., Halle an der Saale.
<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/06/06H029/prom.pdf>
(abgefragt am 04.02.2015)
- PANWITZ, C. & HEINISCH, H. (2005): Constraints on the Stratigraphic Record in the Alpine Paleozoic of Northern Greywacke Zone (Austria, Tyrol) deduced from Ar/Ar-Data of detrital Mica. – Geophysical Research Abstracts, **7**, 03361, EGU Vienna.
- PANWITZ, C., HANDLER, R., HEINISCH, H. & NEUBAUER, F. (2000): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Dating on white micas from Austroalpine Paleozoic of Northern Greywacke Zone (Tyrol/Salzburg – Austria) – A pilot study. – Terra Nostra, **2000**/1, 83, Bonn.
- PATZELT, G. (1975): Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühel. Spät- und Postglaziale Landschaftsentwicklung. – Innsbr. Geogr. Studien, **2**, 309–329, Innsbruck.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol – 1. Teil: Das Inntal zwischen Mötztal und Wattens. – Veröff. Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **67**, 93–123, Innsbruck.
- PAVLIK, W. (2005): GEOFAST – Provisorische geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 90 Kufstein. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- PAVLIK, W. (2006): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, ÖK 91 St. Johann in Tirol. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- PEINDL, P. & HÖCK, V. (1993): U/Pb and 207/206Pb-dating of Zircons from the Habach-Formation (Central Tauern Window, Austria). – Terra Nova, **5**/1, 392–393, Oxford (Blackwell Science Ltd.).
- PENCK, A. (1905): Glacial features in the surface of the Alps. – Journal of Geology, **13**, 1–19, Chicago.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd. I–III, 1199 S., Leipzig.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 117 S., Wien.
- PESTAL, G. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 457, Wien.

- PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 501–502, Wien.
- PESTAL, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Nordrand des Tauernfensters auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 732–733, Wien.
- PESTAL, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen am Tauernnordrand auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 610–611, Wien.
- PESTAL, G. & HEJL, E. (2009): Subpenninikum. – In: PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000, 31–42, Geol. B.-A., Wien.
- PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, H. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jb. Geol. B.-A., **151**, 142–147, Wien.
- PESTAL, G., BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M., DRAXLER, I., EIBINGER, D., EICHBERGER, H., REITER, C. & SCEVIK, F. (1999): Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 491–502, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., VAN HUSEN, D., LINNEN, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, CH. & SCHUSTER, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.) (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.
- PETERS, K. (1854): Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgau's, insbesondere der Centralalpen. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 766–808, Wien.
- PETRAKAKIS, K. & KOLLER, F. (1981): Metamorphic mafic, ultramafic and related rocks from the middle tauern window (Eastern Alps, Austria). – *Ophioliti*, **6**, 151–160, Bologna.
- PETTIJOHN, F.J. (1949): *Sedimentary Rocks*. – 526 S., New York (Harper & Brother).
- PIRKL, H. (1979): Die neuere Geschichte der Pillerseer Berg- und Hüttenwerke. – In: KÖFLER, W., FINSTERWALDER, K., CARAMELLE, F., MUTSCHLECHNER, G., PIRKL, H. & RETTENWANDER, E.: *Fieberbrunn, Geschichte einer Tiroler Marktgemeinde*, 360–433, Fieberbrunn.
- PIRKL, H. (1991): Massenbewegungen und Grundwasserschutz in den alpinen Tälern: Schnittpunkte in der Ökosystemforschung. – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **83**, 77–89, Wien.
- PITTONI, R. (1968): Der urzeitliche Kupfererzbergbau im Gebiete um Kitzbühel. – In: WIDMOSER, E. (Red.): *Stadtbuch Kitzbühel*, **II**, 31–102, Kitzbühel.
- PITTONI, R. (1976): Beiträge zur Kenntnis des urzeitlichen Kupferbergwesens um Jochberg und Kitzbühel, Tirol. – *Archaeologia Austriaca*, **59/60**, 243–263, Wien.
- PLASSER, A. (1938a): Gutachten über den Bergbau Kelchalpe in Aurach. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Archiv Geol. B.-A.), 5 S., Kitzbühel.
- PLASSER, A. (1938b): Gutachten über den Bergbau Schattberg in Kitzbühel. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Archiv Geol. B.-A.), 4 S., Kitzbühel.
- PLASSER, A. (1938c): Gutachten über den Bergbau Sinnwell in Kitzbühel. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Archiv Geol. B.-A.), 4 S., Kitzbühel.
- PLASSER, A. (1938d): Gutachten über den Bergbau Kupferplatte in Jochberg. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Archiv Geol. B.-A.), 4 S., Kitzbühel.
- PLONER, P.J. (1891): Die Moräne von Kitzbühel. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1891/4**, 89–91, Wien.
- POGORIUTSCHNIGG, B. (1997): Petrologie und Geochemie an Metabasiten in der Nördlichen Grauwackenzone (Wörgl/Tirol). – *Dipl.-Arb. Univ. Wien*, IV + 124 S., Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 2. Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – *Felsbau*, **7**, 16–20, Essen.

- POLLINGTON, R.K. & BAXTER, E.F. (2010): High resolution Sm-Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. – *Earth and Planetary Science Letters*, **293**, 63–71, Amsterdam (Elsevier).
- PORTER, S.C. (1989): Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. – *Quaternary Research*, **32**, 245–261, Amsterdam (Elsevier).
- POSEPNY, F. (1880): Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und dem angrenzenden Theile Salzburgs. – *Archiv prakt. Geol.*, **1**, 257–440, Wien.
- PREUSSER, F. (2002): Bericht über Lumineszenzdatierungen quartärer Sedimente aus dem Raum Kitzbühel. – Unveröff. Ber., 5 S., Geol. B.-A., Wien.
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Abschlußber. BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A – Aeromagnetik Alpen, 27 S., Hannover.
- QUADT VON, A. (1992): U-Pb Zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Contrib. Min. Petrol.*, **110**, 57–67, Berlin–Heidelberg (Springer).
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P. (1978): The Age of the Alpidic Metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to Radiometric Dating. – *Alps, Apennines Hellenides: Geodynamic Investigations along Geotraverses by an International Group of Geoscientists* (1978), 140–148, Stuttgart.
- RASMUSSEN, S.O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H.B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKNIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J.B., POPP, T., SEIERSTAD, I.K., STEFFENSEN, J.P., SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINTHER, B.M., WALKER, M.J.C., WHEATLEY, J.J. & WINSTRUP, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. – *Quaternary Science Reviews*, **106**, 14–28, Oxford.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part I. Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington, D.C.
- RAUMER VON, J.F. (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. – *Geol. Rundschau*, **87**, 407–435, Berlin–Heidelberg (Springer).
- RAUMER VON, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): History of Geological Investigations in the Pre-Triassic Basement of the Alps. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 55–63, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- RAUMER VON, J.F., STAMPFLE, G.M., BOREL, G. & BUSSY, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwana margin. – *Geol. Rundschau*, **91**, 35–52, Berlin–Heidelberg (Springer).
- READING, H.G. (1978): *Sedimentary Environments and Facies*. – 569 S., Oxford.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – *Dipl.-Arb. Montanuniv. Leoben*, 82 S., Leoben.
- REITNER, J. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **139**, 337–338, Wien.
- REITNER, J. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern Blatt 91 St. Johann in Tirol und 122 Kitzbühel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **140**, 299–302, Wien.

- REITNER, J. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 279–282, Wien.
- 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). – Diss. Univ. Wien, 190 S., 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, Oxford.
- 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**, 298–304, Bonn.
- REITNER, J.M. & LINNER, M. (2009): Formation and Preservation of Large Scale Toppling Related to Alpine Tectonic Structures – Eastern Alps. – Austr. J. Earth Sc., **102/2**, 69–80, Wien.
- REITNER, J., LANG, M. & HUSEN VAN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, **18**, 43–51, Oxford.
- 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 J. Geosci., **103**, 385–405, Basel.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 761–774, Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpin). – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 329–344, Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1992): Palynological evidence for Lower Ordovician rocks (Tremadoc and Arenig) in the Northern Greywacke Zone (Eastern Alps). – Terra Nova, **4/2**, 198–203, Oxford (Blackwell Science Ltd.).
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, C. (1990): Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 611–618, Wien.
- REUSS, F.A. (1805): Handbuch der Geognosie. – 2. Bd., Leipzig (Jacobäer).
- ROBL, J., HERGARTEN, S. & STÜWE, K. (2008): Morphological analysis of the drainage systems in the Eastern Alps. – Tectonophysics, **460**, 263–277, Amsterdam.
- ROCKENSCHAUB, M. & NOWOTNY, A. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 148 Brenner. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOHLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003a): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin. – Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 2003 Trins, Beiträge, 41–58, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOHLENPRAT, B. & FRANK, W. (2003b): Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum. – Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 2003 Trins, Beiträge, 117–124, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., REITNER, J.M., LINNER, M., SCHUSTER, R. & HOFMANN, TH. (2014): OR Dr. phil. Gerhard Pestal – 27. August 1958 – 11. Oktober 2014. – Jb. Geol. B.-A., **154/1–4**, 5–11, Wien.
- RÖMER, A., HÜBL, G. & ARNDT, R. (2002): Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten: Bericht 2001/2002. – 78 S., Geol. B.-A. Wien.
- ROSENBERG, C.L., BRUN, J.P. & GAPAIS, D. (2004): An indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. – Geology, **32**, 997–1000, Boulder.
- RUPERT, M. (1973): Beiträge zur spätmittelalterlichen und frühneuzeitlichen Hüttengeschichte von Kitzbühel und Umgebung. I. Teil. – Arch. Austr., **54**, 1–149, Wien.

- SACHSENHOFER, R.F. (2001): Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. – *Geol. Rundschau*, **90**, 579–592, Berlin–Heidelberg (Springer).
- SAILER, R. & KERSCHNER, H. (1999): Equilibrium Line Altitudes and Rock Glaciers in the Ferwall Group (Western Tyrol, Austria) during the Younger Dryas Cooling Event. – *Annals of Glaciology*, **28**, 141–145, Cambridge.
- SARNTHEIN, R. (1948): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldegeschichtlichen Bedeutung. 3. Teil: Kitzbühler Alpen und unteres Inntal. – *Öst. bot. Zeitschr.*, **95/1**, 1–85, Wien.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – *Geol. Rundschau*, **68/1**, 1–40, Berlin–Heidelberg (Springer).
- SCHAFFER, R., SCHEDL, A., HULLA, G., DOPPELHOFER, D., PIRKL, H. & NEINAVAE, H. (2001): Schwermetallaustrag in ehemaligen Bergbaugebieten – Transferpfad in die Nahrungskette am Beispiel der Antimon-Fahlerzlagertstätte Brunnalm bei Kirchberg in Tirol (Ergänzungsteil zu KLF-Teilmodul MU7_T/TU17a „Screening- und Bewertungsmodell ehemaliger Bergbau- und Hüttenstandorten“). – Unveröff. Ber., Kulturlandschaftsforschung MU7_T, Bund/Bundesländer-Projekt TU17d, 55 S., Wien.
- SCHAUDER, P. (2002): Ordovizische Entwicklungen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. Geochemische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen. – *Münchner Geol. Hefte*, **A30**, 103 S., München.
- SCHÄTZ, M. (1994): Geologische Kartierung im Raum Kitzbühel im Bereich Schwarzkogel, Talsenhöhe und Kleiner Rettenstein und Paläomagnetische Untersuchungen im westlichen Teil der Nördlichen Grauwackenzone. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 145 S., München.
- SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V., TAIT, J., SOFFEL, H.C. & HEINISCH, H. (1996): New palaeomagnetic results from the southern flank of the European Variscides from the Northern Greywacke Zone, E-Alps. – Abstract SPP-Kolloquium „Orogene Prozesse“, Gießen, März 1996. – *Terra Nostra*, **96/2**, 165–168, Bonn.
- SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V., TAIT, J., HEINISCH, H. & SOFFEL, H.C. (1999): Armorica or Gondwana? Paleomagnetic Results from the Kitzbühel Alps, Northern Greywacke Zone, Eastern Alps. – *EGS Abstract*, May 1996, 297–298, Den Haag.
- SCHÄTZ, M., TAIT, J., BACHTADSE, V., HEINISCH, H. & SOFFEL, H. (2002): Palaeozoic geography of the Alpine realm, new palaeomagnetic data from the Northern Greywacke Zone, Eastern Alps. – *Geol. Rundschau*, **91/6**, 979–992, Berlin–Heidelberg (Springer).
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B. & KURKA, M. (1996): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Bundesland Tirol – Jahresendber., Proj. ÜLG 40/95). – Unveröff. Ber., Geol. B.-A., 113 S., Wien.
- SCHERMANN, O., SCHEDL, A., BOROVICZENY, F., HEINZ, H., PAVLIK, W. & SCHÄFFER, G. (1992): Erhebungen des geogenen Naturraumpotentials im Raum Kitzbühel – Bereich St. Johann i.T. (ÖK 91), Lofer (ÖK 92), Kitzbühel (ÖK 122), Zell am See (ÖK 123) jeweils Tiroler Anteil. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-007e/89-91, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 09666-R, 220 S., Wien.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der nördlichen Grauwackenzone. Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **43**, 1–149, Wien.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. & HEINISCH, H. (1990a): Geodynamic Aspects of the Basic Magmatism in the Northern Graywacke Zone, Eastern Alps. – Extended Abstract, IGCP 233 Conference, Göttingen.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. & HEINISCH, H. (1990b): The Devonian intraplate volcanism of the Northern Graywacke Zone, Eastern Alps. – Abstract MINPET90. – *Mitt. Öst. Min. Ges.*, **135**, 74–75, Wien.

- SCHLAEGEL-BLAUT, P. & HEINISCH, H. (1991): The Devonian Basic Intraplate Volcanism of the Northern Graywacke Zone, Eastern Alps and its Relation to Crustal Extension. – IGCP Proj. No. 276, Newsletter 2. – Mem. de Geol. Lausanne, **10**, 99–110, Lausanne.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee and the Systematics of Igneous Rocks. – *Geology*, **9**, 41–43, Boulder.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclog. Geol. Helv.*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTAZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss. J. Geosci.*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps Austria): a new tectonic map, cross-sections and tectonometamorphic synthesis. – *Swiss J. Geosci.*, **106**, 1–32, Basel.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Geologisches Gutachten über einen Steinbruch nördlich des Bahnhofes Kitzbühel. – Unveröff. Gutachten Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, „Steinbruchkartei“, 3 S., 1 Lageskizze, Innsbruck.
- SCHMIDT, A. (1830): Spateisen-, Kupferkies und Fahlerz-Lagerstätten im Bezirk Kitzbühel (Geognostische Karte). – Unveröff. Karte, Tiroler Landesarchiv (Karten & Pläne 1740), Kitzbühel.
- SCHMIDT, A. (1839): Geognostische Karte der östlichen Seite des Kitzbüheler Tales. – Unveröff. Karte, Tiroler Landesarchiv (Karten & Pläne 1746), Kitzbühel.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 1–124, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Palaeozoic and its Implications for Plate Movements. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 381–418, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 395–422, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P., FRISCH, W. & FLAJS, G. (1975): Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmar-
mor (Tauernfenster, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975/2**, 111–128, Stuttgart.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Nördlichen Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Öst. Geol. Ges.*, **71/72**, 379–384, Wien.
- SCHREIBER, H. (1913): Die Moore Salzburgs. – 272 S., Staab.
- SCHRÖCKER, G. (1987): Geologisch-petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone. – Diss. Ludwig-Maximilians-Univ. München, V + 195 S., München.
- SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T deformation paths from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – *N. Jb. Min. Abh.*, **1**, 1–28, Wien.
- SCHULZ, O. (1971): Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzungen in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – *TMPM, III.F.*, **15**, 232–247, Wien.
- SCHULZ, O. (1972): Horizontgebundene Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – *TMPM, III.F.*, **17**, 1–18, Wien.
- SCHULZ, O. (1974): Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – *Geol. Rundschau*, **63**, 93–104, Berlin-Heidelberg (Springer).
- SCHULZ, O. (1979): Die Lagerstätten Nord- Ost- und Südtirols (eine genetische Betrachtung). – *Erzmetall*, **32**, 12–17, Stuttgart.

- SCHULZ, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. Schlußbericht für den Forschungsschwerpunkt S21/01 der Österreichischen Rektorenkonferenz „Lagerstättenforschung“ (1979–1984). – Archiv f. Lagerstättenforsch., **7**, 257–287, Wien.
- SCHULZ, O. & LUKAS, W. (1970): Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. – TMPM, III.F., **14**, 213–231, Wien.
- SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1989): Genetic fabric interpretation of the magnesite deposit of Weißenstein (Hochfilzen, Tyrol). – In: MÖLLER, P. (Hrsg.): Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates, 115–134, Berlin.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): The Permian Metamorphic Event in the Alps. – *Geology*, **36/8**, 303–306, Boulder.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HÖCK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Öst. Min. Ges., **149**, 175–199, Wien.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHUSTER, R., LINNEN, M., HEJL, E. & PESTAL, G. (2009): Oberostalpin ohne Nördliche Kalkalpen. – In: PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000, 59–80, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENNMAYR, H.G., LINNEN, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHWARZER, A. (2004): Bericht zur Diplomkartierung im Bereich der Kelchsauer Ache zwischen Feldalhorn und Wildkarspitze und Diplomarbeit zur Geochemie der Metabasite in der Umgebung von Kitzbühel. – Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. f. Geol. Wiss. u. Geiseltalmuseum der MLU Halle-Wittenberg, 137 S., Halle.
- SEEFELDNER, E. (1961): Salzburg und seine Landschaften: Eine geographische Landeskunde. – Mitt. Ges. für Sbg. Landeskunde: Ergänzungsband **2** (1961), X + 573 S., Salzburg.
- SEEMANN, R., KOLLER, F., GRUNDMANN, G., BRANDSTÄTTER, F. & HEJL, E. (1993): Die Kupferlagerstätte „Hochfeld“ – ein Teilprofil der Habachformation im Untersulzbachtal (Salzburg). – In: HÖCK, V. & KOLLER, F. (Eds.): 125 Jahre Knappenwand – 125 years Knappenwand: Proceedings of a Symposium held in Neukirchen am Großvenediger (Salzburg/Austria) September 1990. – Abh. Geol. B.-A., **49**, 49–66, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität, Epoche 1977.7). – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. & PIRKL, H.R. (1994): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Saalbach (Einzugsgebiet Löhnersbach). – Unveröff. Ber., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 17927-R, 54 S., Wien.
- SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., MEURERS, B., BIEDERMANN, A. & KLINGER, G. (1981): Geophysikalische Untersuchungen aeromagnetisch vermessener Anomalien im Raum Salzburg. – Inst. Meteorologie und Geophysik, Forschungsber. 4, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-007/81, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 05807-R, II + 19 S., Wien.
- SEIBERL, W., SCHEDL, A. & HEINZ, H. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Kitzbühel. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/88-2,90-2, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Nr. A 09713-R, 29 S., Wien.
- SILVERSTONE, J. (1988): Evidence of east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **7**, 87–105, Washington, D.C.
- SENGPIEL, K.-P. & KEIL, M. (1985): Hubschrauber-geophysik in der westlichen Grauwackenzone Österreichs: Messverfahren, Datenverarbeitung und -darstellung. – Unveröff. Ber., Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 60 S., Hannover.

- SHACKLETON, N.J., CHAPMAN, M., SANCHEZ GONI, M.F., PAILLER, D. & LANCELOT, Y. (2002): The Classic Marine Isotope Substage 5e. – *Quaternary Research*, **58**, 14–16, Amsterdam (Elsevier).
- SIEBERER, W. (2005): Cityguide Kitzbühel. – 1. Aufl., 96 S., Innsbruck.
- SLUITNER, Z. (1985): Geologische Neuaufnahme des Gebietes um Uttendorf/Österreich und Methodik der Bestimmung der Illit-Kristallinität am Beispiel eines geologischen Profils (Pfaffenschwendt-Uttendorf) durch die Nördliche Grauwackenzone. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 185 S., München.
- SMYE, A.J., BICKLE, M.J., HOLLAND, T.J.B., PARRISH, R.R. & CONDON, D.J. (2011): Rapid formation and exhumation of youngest Alpine eclogites: A thermal conundrum to Barrovian metamorphism. – *Earth and Planetary Science Letters*, **306**, 193–204, Amsterdam (Elsevier).
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – XI + 276 S., Berlin.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Metavulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.*, **142**, 285–299, Stuttgart.
- SÖLLNER, F., MILLER, H. & HÖLL, R. (1997): Alter und Genese rhyodazitischer Metavulkanite („Porphyroide“) der Nördlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen (Österreich): Ergebnisse von U-Pb-Zirkondatierungen. – *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.*, **148/3–4**, 499–522, Stuttgart.
- SPITZ, A. (1909): Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbüheler Alpen. – *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **28**, 497–534, Wien.
- SPITZENBERGER, R.W. (1988): Zur Geologie des Gebietes von Oberaurach bis zum Gebranten in Tirol/Österreich: Kartierung sowie petrographische und strukturgeologische Untersuchungen an den Metabrekzien. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 73 S., München.
- 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, Amsterdam (Elsevier).
- SPÖTL, C., REIMER, P.J., STARNBERGER, R. & REIMER, R. (2013): A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. – *J. Quaternary Sc.*, **28**, 552–558, Chichester.
- SPRENGER, W. (1985): Geologische Kartierung des oberen Löhnersbachtals und Untersuchungen zur Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 141 S., München.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2004): The Transmed Transsects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. – In: CAVAZZA, W., ROURE, F., SPAKMAN, W., STAMPFLI, G.M. & ZIEGLER, P.A. (Eds.): *THE TRANSMED ATLAS: the Mediterranean Region from Crust to Mantle*, 53–91, Berlin–Heidelberg (Springer).
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, **52** (N.F. **82**), 272 S., Bern.
- STAUDIGEL, H. (1981): Der basale Komplex von La Palma – Submarine vulkanische Prozesse, Petrologie, Geochemie und sekundäre Prozesse im herausgehobenen, submarinen Teil einer ozeanischen Insel und ein Vergleich mit ozeanischer Kruste. – Unveröff. Diss. Univ. Bochum, 358 S., Bochum.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – 509 S., Grüne Reihe des BM f. Umwelt, Jugend u. Familie, Graz.
- STEINER, M. (2011): Petrologie ausgewählter Cu-Lagerstätten (Kelchalm, Bachalm, Wildalm) im Revier Kitzbühel. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck, 164 S., Innsbruck.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **209**, 1–19, Frankfurt/Main.

- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – Mitt. Öst. Geol. Ges., **76**, 69–100, Wien.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. – *Ofioliti*, **10**, 441–456, Bologna.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i.T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., **12**, 207–233, Innsbruck.
- STINGL, V. (1984): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., **14**, 1–19, Innsbruck.
- STINGL, V. (1987a): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – Geol. Rundschau, **76/2**, 647–664, Berlin–Heidelberg (Springer).
- STINGL, V. (1987b): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 314–316, Wien.
- STINGL, V. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen an der Kalkalpenbasis und im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 437–439, Wien.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein in the western part of the Northern Limestone Alps. – *Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology*, **72**, 249–262, Amsterdam.
- STINGL, V. (1990): Erste Augensteinfunde in den Leoganger Steinbergen. – Mitt. Öst. Geol. Ges., **82**, 79–89, Wien.
- STINGL, V. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen an der Kalkalpenbasis westlich von Kitzbühel auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **139**, 339, Wien.
- STINGL, V. & KROIS, P. (1989): Perm und Untertrias im Raum St. Johann – Leogang. – Seditment '89, 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Exkursion B, 9 S., Innsbruck.
- STOCK, S. (1991): Geologische Kartierung im Bereich Roßgruberkogel-Mühlbachtal-Wetterkreuz (Tirol-Salzburg, Österreich) und Röntgenographische und petrographische Untersuchungen des Grenzbereiches Nördliche Grauwackenzone – Innsbrucker Quarzphyllit. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 113 S., München.
- STRASSER, A. (1989): Die Minerale Salzburgs. – 348 S., Salzburg.
- STRASSER, M. (2008): Kupferbergbau auf der Kelchalpe bei Kitzbühel, Tirol. – *Lapis*, **33**, 41–43, München.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rundschau, **63/2**, 773–786, Berlin–Heidelberg (Springer).
- STUDER, B. (1837): Davos und Mittel Bünden. – Schweiz. Denksch., **1837**, Neuchâtel.
- STUDER, B. (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – 272 S., Bern.
- TEICHMANN, F. (1986) Geologische Grundlagen einer Wildbachverbauung dargestellt am Beispiel „Oberer Bürgerbach“ Hollersbach. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 81 S., Salzburg.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. – Bull. Soc. Géol. France, **3**, 711–765, Paris.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 230–244, Wien.
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, Wien.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rundschau, **65**, 410–421, Berlin–Heidelberg (Springer).

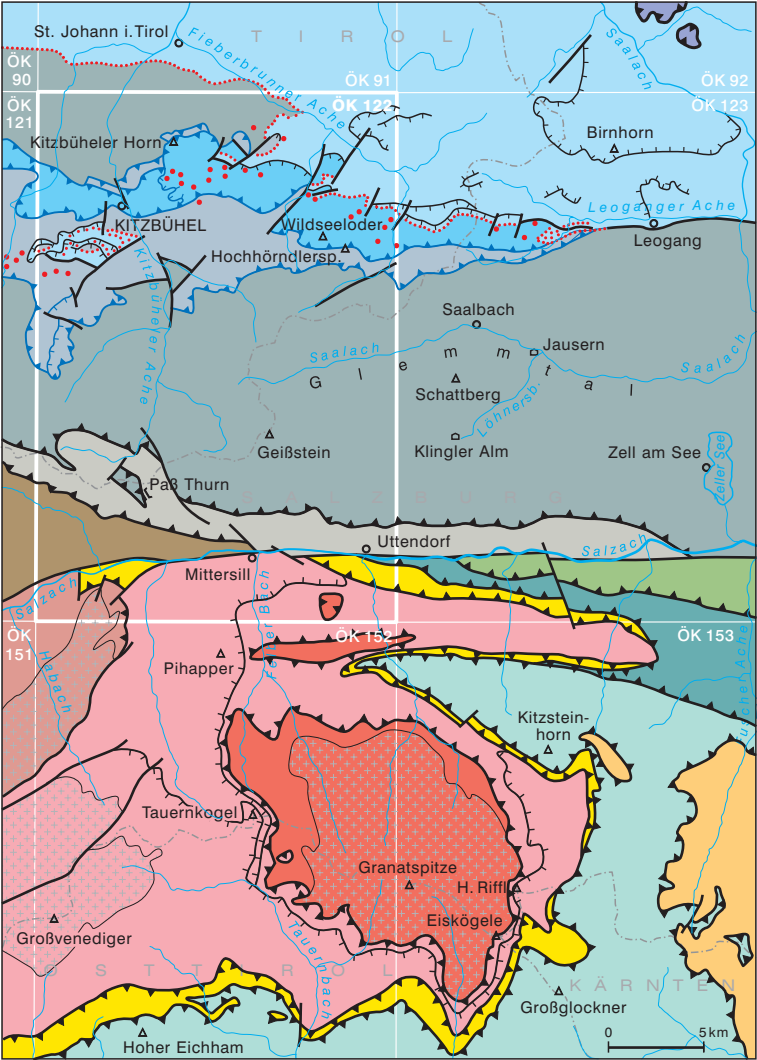
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien–New York (Springer).
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286–319, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV + 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Varisikum Europas. – Geotechnische Forschung, **64**, 91 S., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Bd. III: Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Deuticke).
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic – Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. – Amer. J. of Sc., **279-A**, 209–238, New Haven.
- UNGER, F. (1836): Ueber den Einfluß des Bodens auf die Vertheilung der Gewächse, nachgewiesen in der Vegetation des nordöstlichen Tirols – 368 S., Wien (Rohmann & Schweigerd).
- UNGER, H.J. (1969): Der Schwefelkiesbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg). – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, **9**, 35–64, Leoben.
- UNGER, H.J. (1971): Nachtrag zu: Der Schwefelkiesbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg). – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, **12**, 131–132, Leoben.
- UNGER, H.J. (1973): Lagerstättenraum Zell am See VII. Viehhofen im Saalachtal (Aufnahmebericht). – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, **14**, 15–53, Leoben.
- URBANEK, C., FRANK, W., GRASEMANN, B. & DECKER, K. (2002): Eoalpine versus Tertiary deformation: Dating of heterogeneously partitioned strain (Tauern Window, Austria). – Pangeo Austria: Erdwissenschaften in Österreich 28.–30.06.2002 (Programm und Kurzfassungen), Salzburg.
- VAVTAR, F. (1976): Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf-Weissenstein bei Hochfilzen, Tirol. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 147–182, Wien.
- VAVTAR, F. (1977): Die Kupfer-Lagerstätten Blaufeldalm, Brunnalm und Traholz (Nördliche Grauwackenzone) im Rahmen einer paläozoischen Metallogenese. – Veröff. Mus. Ferd., **59**, 153–162, Innsbruck.
- VESELÁ, P., LAMMERER, B., WETZEL, A., SÖLLNER, F. & GERDES, A. (2008): Post-Variscan to Early Alpine Sedimentary basins in the Tauern window (Eastern Alps). – In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., **298**, 83–100, London.
- VESELÁ, P., SÖLLNER, F., FINGER, F. & GERDES, A. (2011): Magmatosedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern Window, Eastern Alps (constrain from U-Pb zircon dating and geochemistry). – Int. J. Earth Sc., **100**, 993–1027, Berlin–Heidelberg (Springer).
- VIEHWEIDER, B. & OEGGL, K. (2013): Reconstruction of the vegetation in the region of Kitzbühel (Tyrol) and the impact of different mining phases since the Neolithic. – Mining in European History and its Impact on Environment and Human Societies – Proceedings for the 2nd Mining in European History Conference of the FZ HiMAT, 7.–10. November 2012, 173–179, Innsbruck.

- VOHRYZKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 3–88, Wien.
- VÖLKL, G. (1986): Markierungsversuch Wildseeloder. Fieberbrunn, Tirol. – Unveröff. Ber., 10 S., Umweltbundesamt, Wien.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. – In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (Eds.): Turbidites and deep-water sedimentation, SEPM Pacific section short course, 119–157, Los Angeles.
- WALT, R. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Raumes Kitzbühel – St. Johann in Tirol auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 457–458, Wien.
- WALT, R. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Raumes Aurach – Pass Thurn auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **134/3**, 502, Wien.
- WALT, R. (1992): Sedimentologische Untersuchungen der quartären Ablagerungen im Großachental. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 157 S., Innsbruck.
- WALT, R. (1995): The „Einödgraben“ near Aurach, Kitzbühel. – In: SCHIRMER, W. (Ed.): Quaternary Field Trips in Central Europe. – INQUA, XIV Intern. Congress, **1**, 398–399, Berlin.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Archiv f. Lagerstättenf., **19**, 607 S., Wien.
- WEHRLI, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. – Jb. Geol. B.-A., **78**, 357–498, Wien.
- WEINSCHENK, E. (1895a): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen speciell des Gross-Venedigerstockes I. Ueber die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinegesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Mineralagerstätten. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., **18**, 651–713, München.
- WEINSCHENK, E. (1895b): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen speciell des Gross-Venedigerstockes II. Ueber das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., **18**, 715–746, München.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Mineralagerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern – ein Beitrag zur Kenntniss der Alpinen Mineralagerstätten. – Groth's Zeitschrift für Kristallographie, **26**, 337–508, Leipzig.
- WEINSCHENK, E. (1903): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen speciell des Groß-Venedigerstockes. III. Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., **22**, 263–340, München.
- WIRTENBERGER, H. (2011): Warum musste das Kitzbüheler Eiszeitdenkmal unwiederbringlich verloren gehen? Vor hundert Jahren wurden die „Gletschermühlen“ in der Mühlau in die Luft gesprengt. – Stadt Kitzbühel, Mitteilungsblatt der Stadtverwaltung, **15/5**, 10–13, Kitzbühel.
- WIRTENBERGER, H. (2014): Hochwasser am Ehrenbach und am Köglerbach vor 85 Jahren verursachte große Schäden: Die Geleise hingen zum Teil frei in der Luft. – Stadt Kitzbühel, Mitteilungsblatt der Stadtverwaltung, **18/7–8**, 6–9, Kitzbühel.
- WOLFSKRON, M. (1903): Die Tiroler Erzbergbaue 1301–1665. – 473 S., Innsbruck.
- WUNDERLICH, B. (1988): Geologische Kartierung des Gebiets zwischen Bichlalm und Gaisberg bei Kitzbühel, Nördliche Grauwackenzone (Tirol, Österreich) und Strukturgeologische Untersuchungen an Basalbreccien (Postvariszische Transgressionsserie) des „Schattberg-Steinbruchs“ SSW Kitzbühel. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 81 S., München.
- ZADOW, A. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Quarzphyllit auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 733, Wien.

- ZALASIEWICZ, J., SMITH, A., BRENCHELEY, P., EVANS, J., KNOX, R., RILEY, N., GALE, A., GREGORY, F.J., RUSHTON, A., GIBBARD, P., HESSELBO, S., MARSHALL, J., OATES, M., RAWSON, P. & TREWIN, N. (2004). Simplifying the stratigraphy of time. – *Geology*, **32**/1, 1–4, Boulder.
- ZERBES, D.H. (2001): Sedimentäre Anlage und tektonische Formung des Kaisergebirges. – Diss. Techn. Univ. München, 348 S., München.
- ZIEGLER, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe 1990. – 239 S., London.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high-pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from Ar/Ar dating and petrological investigations. – *Contrib. Min. Petrol.*, **117**, 175–186, Berlin–Heidelberg (Springer).
- ZISCHINSKY, U. (1966): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud.*, **17**, 127–168, Wien.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzuschub. – *Geol. Rundschau*, **58**, 974–983, Berlin–Heidelberg (Springer).

Fig. 1)

H. HEINISCH & G. PESTAL, 2014



Tafel 1

Fig. 1: Tektonische Übersicht des Kartenblattes 122 Kitzbühel und angrenzender Gebiete.

Fig. 2: Einteilung der Metamorphose in Faziesbereiche nach Druck und Temperatur.

OSTALPIN (OBEROSTALPIN)

Juvavisches Deckensystem

- Berchtesgadener-Decke

Tirolisch-Norisches Deckensystem

- Staufen-Höllengebirge-Decke (mit variszischem Deckenbau)

- Permomesozoikum
- /..... **Basisbrekzie (Unterperm) (Diskordanz)**

- Wildseeloder-Einheit
- Hochhörndler Schuppenzone
- Glemmtal-Einheit
- Uttendorfer Schuppenzone

Koralpe-Wölz-Deckensystem

- Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

PENNINIKUM

Obere Penninische Decken

- Nordrahmenzone

Untere Penninische Decken

Glockner-Deckensystem

- Rauris-Decke
- Glockner-Decke s. str.

SUBPENNINIKUM

Modereck-Deckensystem

- Modereck-Deckensystem i.A.
- Seidlwinkl-Decke

Venediger-Deckensystem

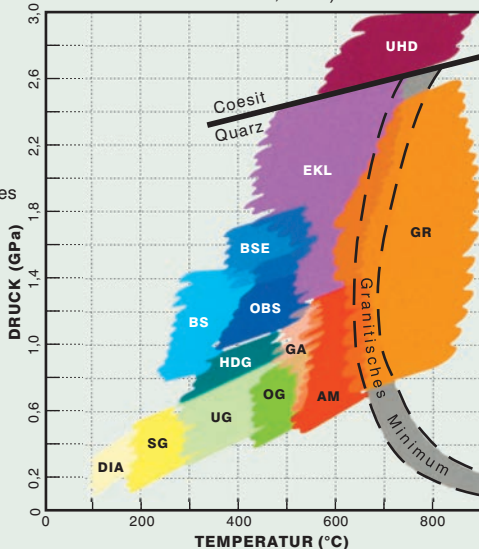
- Tux-Decke (Habach-Teildecke)
- Zillertal-Decke (Riffl-Tauernkogel-, Pihapper-, Felber-Teildecke)
- Granatspitz-Decke (inkl. Zwölferzug und Sturmmannseck-Schuppe)
- Zentralgneiskerne darin

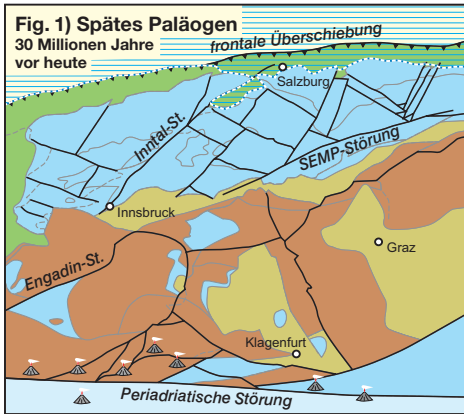
- Störung, alpidisch, eoalpidisch
- Deckengrenze, alpidisch, eoalpidisch
- Schuppenzone, alpidisch, eoalpidisch
- Deckengrenze, variszisch
- Schuppenzone, variszisch

Fig. 2)

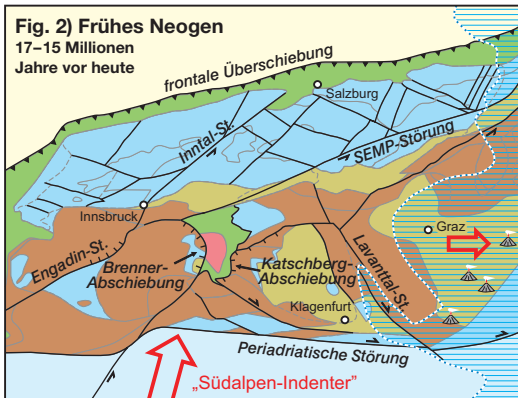
(Druck-Temperatur(P/T)-Diagramm nach OBERHÄNSLI & GOFFÉ, 2004)

- [DIA] Diagenese
- [SG] Sub-Grünschieferfazies
- [UG] Untere Grünschieferfazies
- [OG] Obere Grünschieferfazies
- [HDG] Hochdruck Grünschieferfazies
- [GA] Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies
- [AM] Amphibolitfazies
- [BS] Blauschieferfazies
- [OBS] Obere Blauschieferfazies
- [BSE] Blauschiefer-Eklogit Übergangsfazies
- [EKL] Eklogitfazies
- [GR] Granulitfazies
- [UHD] Ultrahochdruckfazies

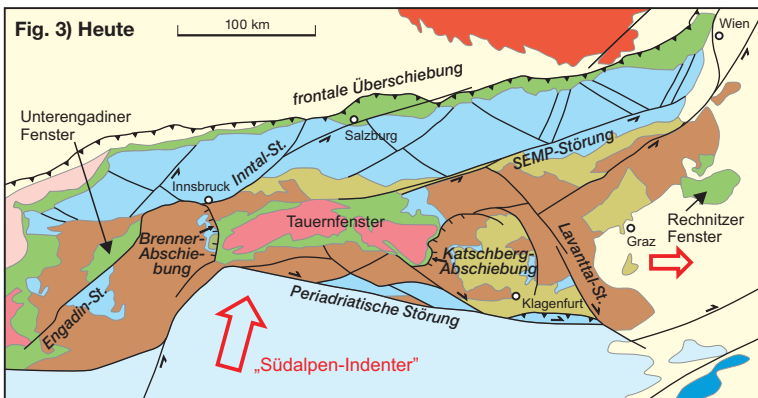




- Spätpaläogene und neogene Sedimente
- Decken aus dem Tethys-Ozean in den Dinariden
- SÜDALPIN
- OSTALPIN
- Mesozoische Gesteine
- Paläozoische Gesteine
- Kristalline Gesteine
- PENNINIKUM
- HELVETIKUM
- SUBPENNINIKUM
- MOLDANUBIKUM, MORAVIKUM



- Überschiebung
- Abschiebung
- Störung
- Bewegungsrichtung
- Küstenlinie
- Meeresbedeckung
- Vulkan



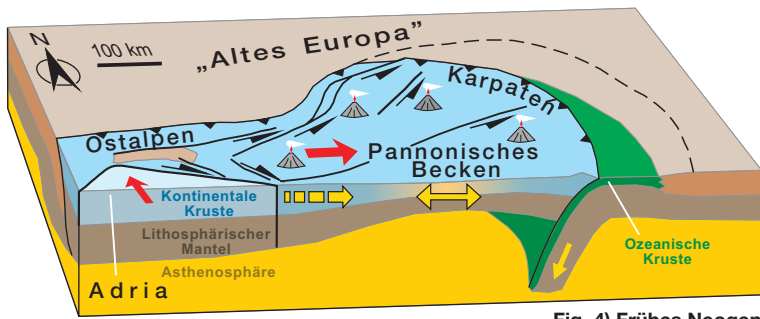
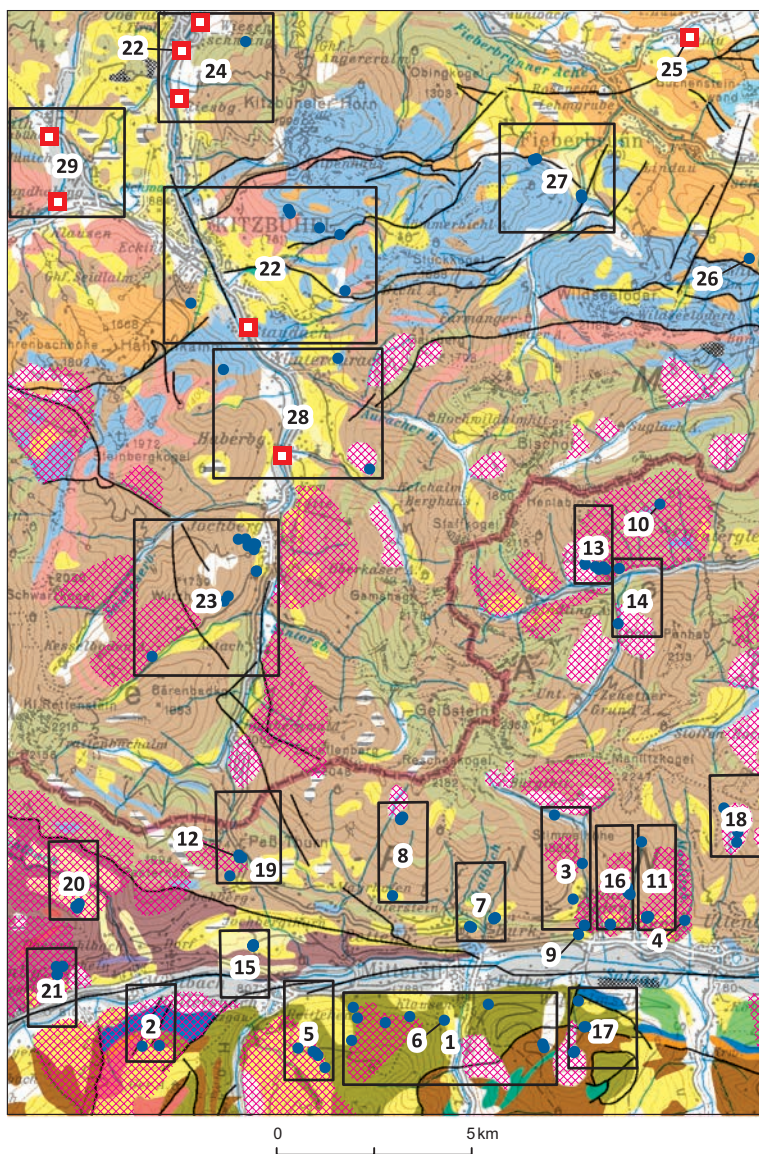


Fig. 4) Frühes Neogen

Tafel 2

Fig. 1–4: Die Extrusion der Ostalpen seit dem späten Paläogen (SCHUSTER et al., 2015: Fig. 126). Die Ostalpen wurden in E–W-Richtung gestreckt und dabei entstanden die tektonischen Fenster, die durch Erosion freigelegt wurden.



Tafel 3

Übersicht zu den Wasserentnahmen der zentralen Wasserversorgungen auf Kartenblatt 122 Kitzbühel nach den digitalen Wasserbüchern der Bundesländer Salzburg und Tirol. Die Zahlen entsprechen den Nummern der Wasserversorgung in Tabelle 7, in der nähere Angaben zur Entnahmemenge etc. zu finden sind. Die rechteckigen Rahmen umschließen Wasserentnahmen, die zur gleichen Wasserversorgung gehören. Die geologische Ebene im Hintergrund basiert auf der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005).

Quartäre Bedeckung

	Anthropogene Ablagerungen
	Moor, Anmoor
	Rutschmasse
	Talfüllung
	Hangschutt, Schutt- und Schwemmkegel, Blockwerk
	Vorstoßschotter und Eisrandsedimente
	Moräne

Nördliche Kalkalpen

	Mitteltrias, Karbonate
	Perm und Untertrias, überwiegend Sand- und Tonstein

Grauwackenzone (Paläozoikum)

	Karbonatgestein
	Schiefer
	Metabasit
	Ultrabazit
	Porphyroid

Innsbrucker Quarzphyllitzzone (Paläozoikum)

	Orthogneis
	Karbonatgestein
	Schiefer

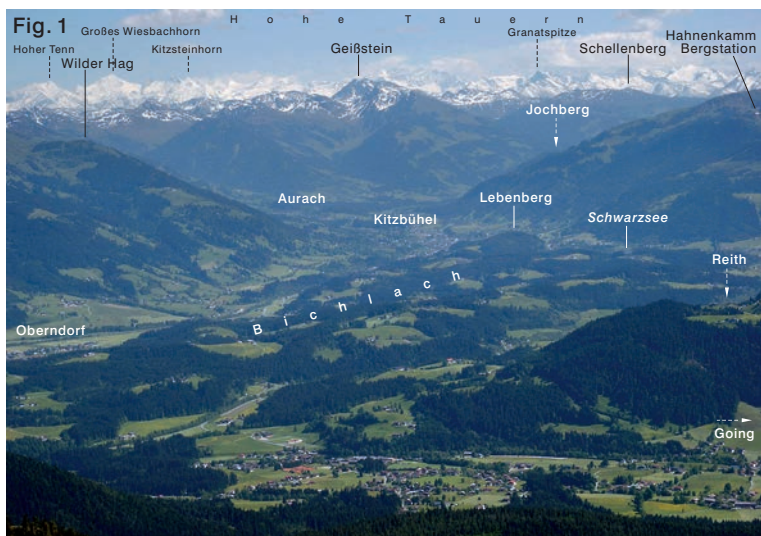
Subpenninikum

	Kreide, überwiegend Schiefer
	Mittel- bis Obertrias, überwiegend Karbonate
	Perm bis Untertrias, überwiegend Schiefer
	Paläozoikum, Orthogneis
	Paläozoikum, überwiegend Schiefer
	Paläozoikum, Metabasit
	Paläozoikum, Ultrabazit

 Tektonische Linie

Wasserentnahmen von zentralen Wasserversorgungsanlagen

	Brunnen
	Quelle



Tafel 4

Fig. 1: Blick vom Wilden Kaiser (Ellmauer Tor) gegen SSE, Richtung Kitzbühel, auf die Hügellandschaft des Bichlach (im Zentrum), umrandet von den Kitzbüheler Alpen. Im Hintergrund ragen die schneebedeckten Gipfel der Hohen Tauern empor. Foto: J.M. REITNER.

Fig. 2: Nordvergente Überschiebung von massigem Spielbergdolomit des Devon auf Gröden-Formation. Dies ist der Beweis für die alpine Spröttektonik am Nordrand der Wildseeloder-Einheit. Südlich Edenhausen und westlich Winkelmoos, Nordabdachung des Karstein-Massivs. Foto: H. HEINISCH.

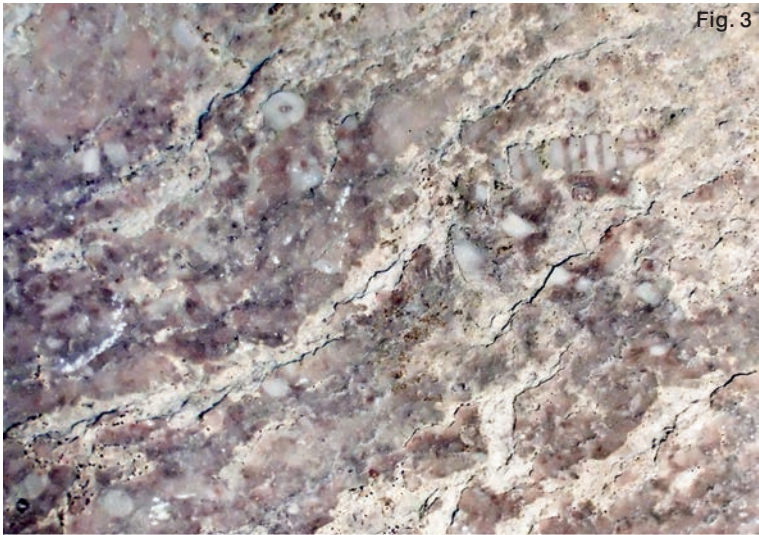


Fig. 3

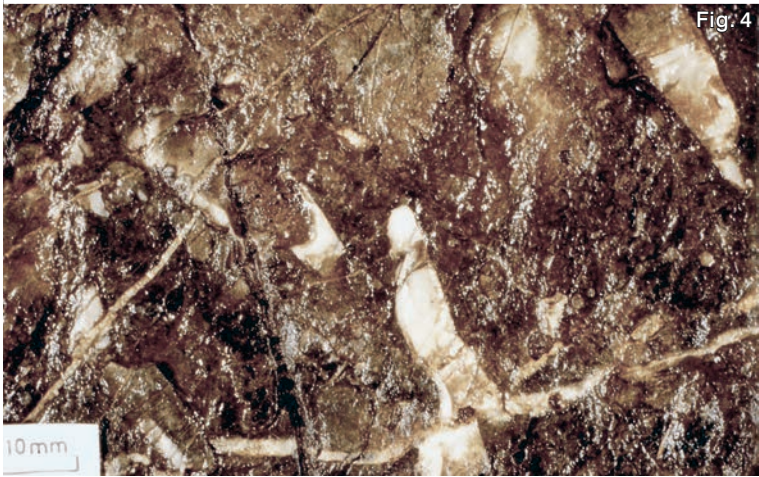


Fig. 4

Fig. 3: Crinoidenkalke. „Obersilurkalk“ mit Crinoidenresten in zartrosa Matrix, oberhalb Schlinachalm. Bildbreite: 8 cm. Foto: H. HEINISCH.

Fig. 4: Tektonisch deformierte Reste von *Orthoceras* sp. aus Conodonten führendem Kalkmarmor der Klingler-Kar-Formation von der Typlokalität Klingler Kar, oberes Silur (Blatt 123 Zell am See). Foto: H. HEINISCH.

Fig. 1



Tafel 5

Fig. 1: Pillowfragmente mit Chlorit-Pseudomorphosen nach Pyroxen, eingelagert in turbiditischen Schlammstrom. Umlagerung von basaltischem Vulkanitmaterial in das Turbiditbecken der Glemmtal-Einheit. Zwischen Wild-Hochalm und Teufelssprung bei 1.980 m Höhe. Foto: H. HEINISCH.

Fig. 2: Gabbro vom Geißstein-Massiv. Richtungslos körniges Gefüge aus Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas. Bildbreite: 12 cm. Foto: H. HEINISCH.



Fig. 2

Fig. 1

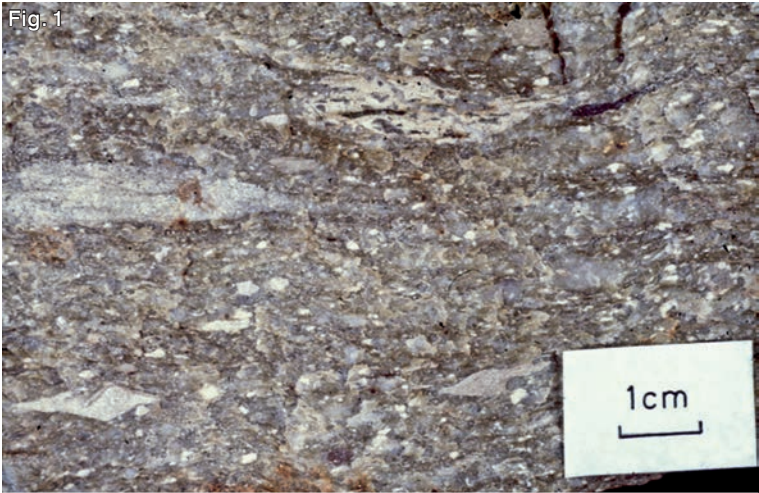


Fig. 2



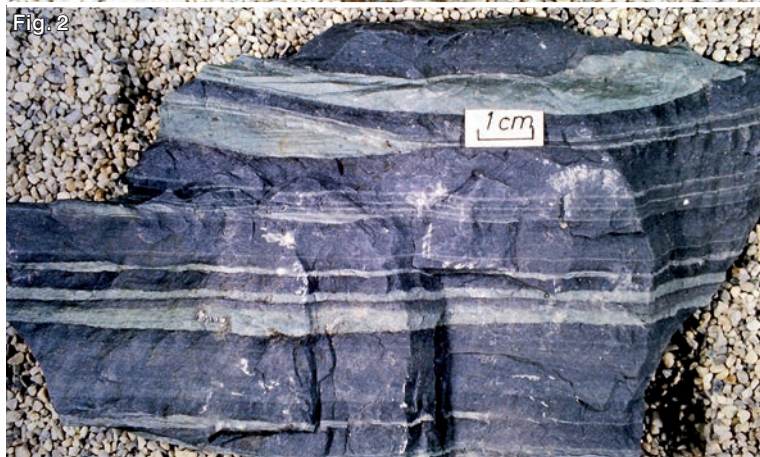
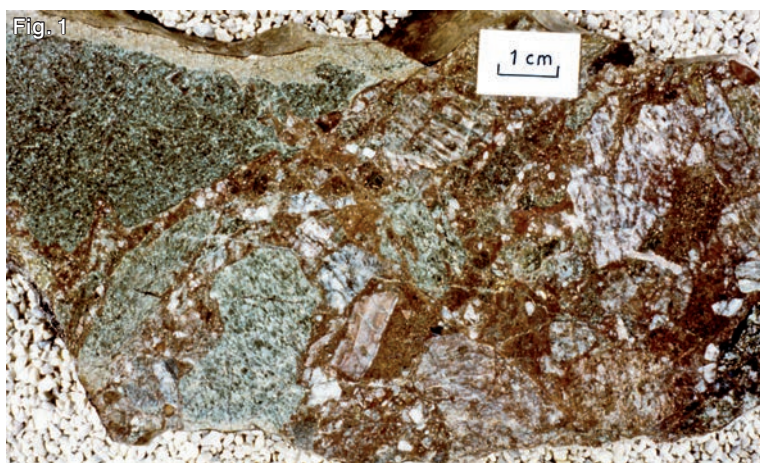
Tafel 6

Fig. 1: Ignimbrit-Textur im Blasseneck-Porphyröid. Im porphyrischen Gefüge sind kollabierte Bimslapilli und Lithoklasten aus Sandstein eingeschaltet. Pfad vom Wildseeloder zum Seenieder, 2.050 m. Foto: H. HEINISCH.

Fig. 2: Pillowbasalt vom Geißstein-Massiv. Kissenlaven sind in aufrechter Position erhalten. Markante Felsrippe oberhalb des Weges zur Kesselalm, 1.900 m (Haltepunkt 4a der Exkursion in Kap. 11.2). Foto: H. HEINISCH.



Fig. 3: Hornblende-Plagioklasgneise mit Granat-Aplit vom Sturmmanseck. Foto: M. BRÜGGE-MANN-LEDOLTER.



Tafel 7

Fig. 1: Megabrekzie der Ehrenbachhöhe, Typ B. In einer durch Hämatit rotgefärbten Matrix befinden sich Lithoklasten aus Metamorphiten unterschiedlicher Metamorphosegrade (Amphibolite, Granatamphibolite, Granat-Hornblende-Gneise, Albit-Blastengneise, Granat führende Glimmerquarzite, serizitisierte Gneise etc.). Zwischen den meist eckigen Lithoklasten besteht ein korngestütztes Gefüge. Die Matrix enthält kleinere Gesteinsbruchstücke sowie Einzelminerale aus Quarz, Feldspat, Biotit und Hornblende. Unmittelbar südlich Ehrenbachhöhe, Fahrweg vom Hotel Richtung Punkt 1.680 m, Aufschluss mittlerweile zerstört. Foto: H. HEINISCH.

Fig. 2: Metatuffit: Der feinkörnige violett-stumpfgraugrün gebänderte Tuffit stellt turbiditisch umgelagerte, basaltische Feinaschen dar. Dies geschieht häufig bei flach-submarinen Eruptionen am Fuß von Seamounts. Hinteres Glemmtal, Nähe Geißstein. Foto: H. HEINISCH.



Fig. 3



Fig. 4

Fig. 3: Os (~ 2 m hoher Rücken aus Kies) am NNE-Rand vom Schwarzsee (= Haltepunkt 9 der Exkursion in Kap. 11.3). Foto: J.M. REITNER.

Fig. 4: Auf dem Bild sind Murenarisse (von Hangmuren) im Oberlauf des Scheiterbaches zu sehen. Diese entwickelten sich in glazialen Sedimenten während der Phase des Starkniederschlages im Juni 2013 wahrscheinlich als „Hangexplosionen“. Foto: J.M. REITNER.

Notizen

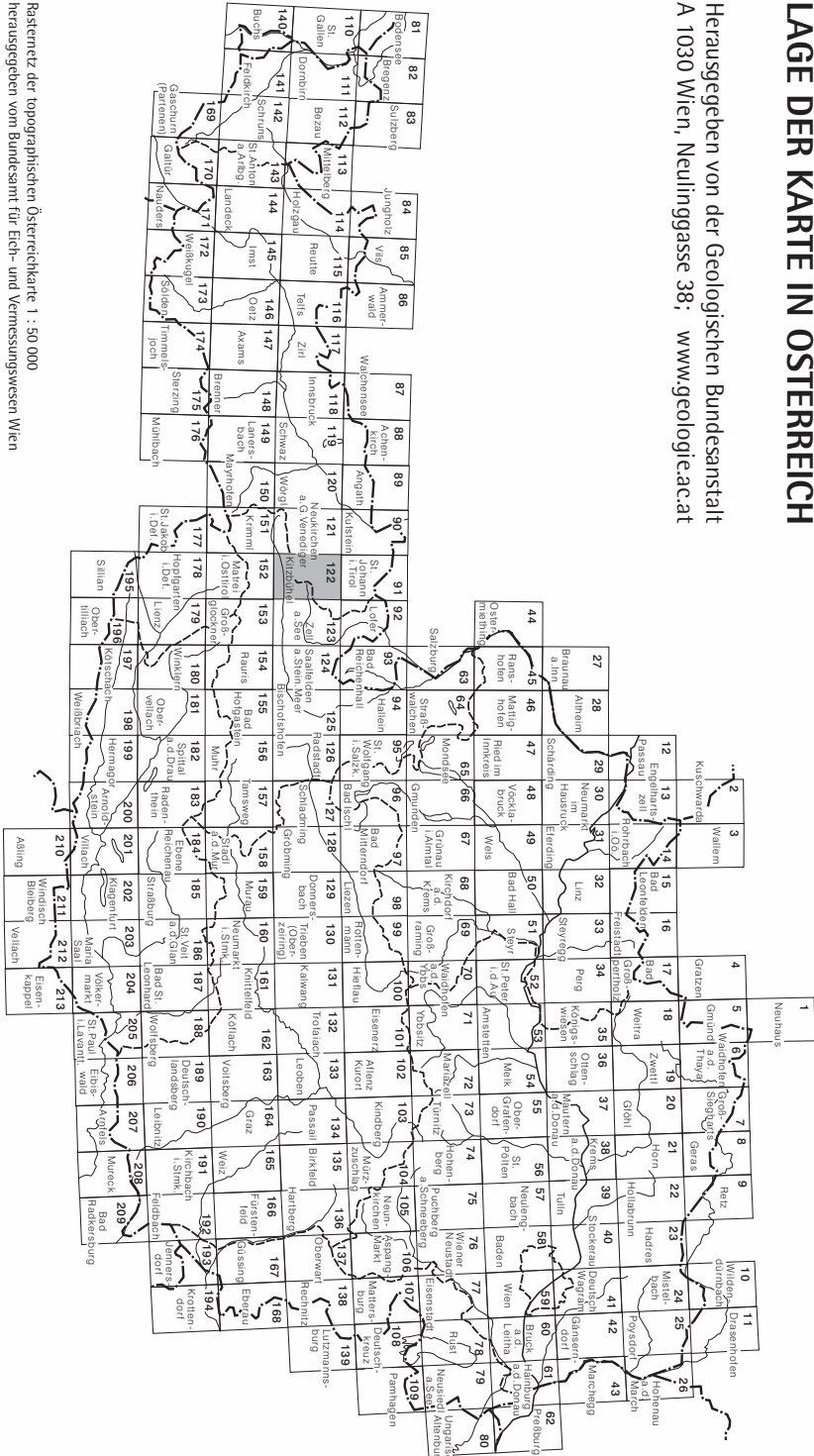
Notizen

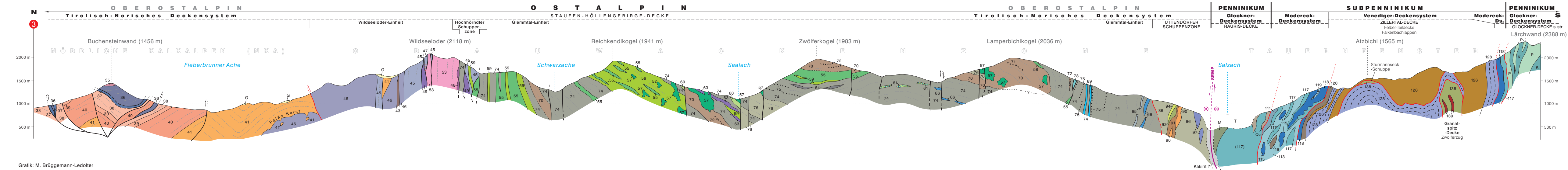
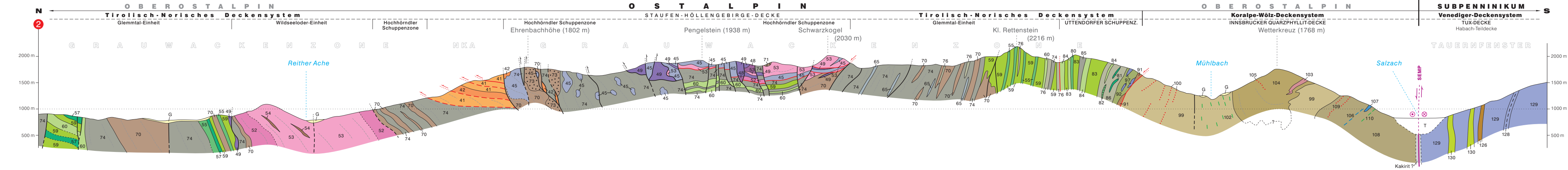
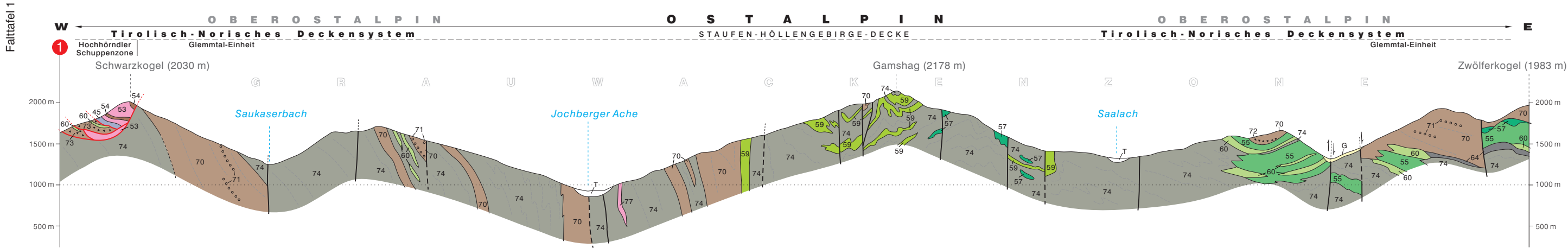
Notizen

LAGE DER KARTE IN ÖSTERREICH

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt
 A 1030 Wien, Neulinggasse 38; www.geologie.ac.at

Rasternetz der topographischen Österreichkarte 1 : 50 000
 herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien

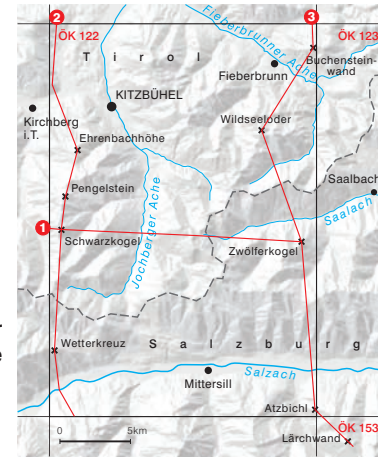




Profilschnitte durch die zentralen Kitzbüheler Alpen und den N-Rand der mittleren Hohen Tauern

H. HEINISCH & G. PESTAL, 2014

Die Farben der Gesteine entsprechen weitgehend den Farben und den Indices der Geologischen Karte. Mit Buchstaben wurden quartäre Ablagerungen sowie Gesteine gekennzeichnet, die im Bereich der benachbarten Kartenblätter aufgeschlossen sind.



QUARTÄR

T	Talfüllung (Geometrie und Mächtigkeit vermutet)
G	Glaziale Ablagerung i.A.

OSTALPIN (OBEROSTALPIN)

Tirolisch-Norisches Deckensystem

STAUZEN-HÖLLENGEBIRGE-DECKE

Nördliche Kalkalpen

35	Steinalmkalk (Anisium)
36	Gutenstein-Formation (Anisium)
37	Reichenhall-Formation (Untertrias-Anisium)
38	Werfen-Formation (Untertrias)
39	Oberer Alpiner Buntsandstein (Untertrias)
40	Unterer Alpiner Buntsandstein (Untertrias)
41	Gröden-Formation (Oberperm)
42	Basisbrekzie (Unterperm)

Diverse Zeichen

---	Deckengrenze, Schuppenengrenze, vermutet
- - -	Störung, vermutet
→	Bewegungsrichtung
SEMP	SEMP-Störungssystem, Seitenverschiebungsrichtung sinistral

Wildseeloder-Einheit

43	Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit (Mitteldevon-?Oberdevon)
45	Gebankter Dolomit (Devon)
46	Massiger Dolomit (Devon)
47	Roter Flaserdolomit (Devon)
48	„Obersilurkalk“
49	Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (Mittleres-oberes Silur)
52	Brekzie und Konglomerat im Verband mit dem Blasseneck-Porphyr (Oberordovizium-?Silur)
53	Blasseneck-Porphyr und epiklastisches Porphyrmaterial (Oberordovizium)
54	Jausern-Formation (Ordovizium)
55, 80	Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur
57, 81	Gabbroides Ganggestein
58, 82	Dioritisches Ganggestein
59, 83	Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)
60, 84	Metatuffit (epiklastischer Vulkanit)
61	Karbonatischer Vulkanitschiefer
63	Klingler-Kar-Formation (Oberes Silur-oberstes Unterdevon)
64	Lydit (Silur-Devon)
65	Schwarzschiefer (Silur-Devon)
66	Kalkmarmor
69	Kalkturbidit
70, 71, 72	Schattberg-Formation; proximale Turbidite, darin grobkörniger Sandstein, Silt- und Tonstein / Mikrokonglomerat / Brekzie (Oberordovizium-Unterkarbon)
73	Megabrekzie der Ehrenbachhöhe
74, 75	Löhnersbach-Formation; distale Turbidite, darin feinkörniger Sandstein, Silt- und Tonstein / Quarzit (Oberordovizium-Devon)
76	Tonschiefer (Oberordovizium-Devon)
77	Blasseneck-Porphyr und epiklastisches Porphyrmaterial (Oberordovizium)
78	Weißer Filamentkalk, dunkler Crinoidenkalk (Mittellordovizium-Oberordovizium)

Glemmtal-Einheit

80-84	Duktil deformierte Metabasite der Glemmtal-Einheit
85	Phyllit und dünnbankiger Quarzit
86	Phyllit
90	Granitgneis und Dioritgneis
91	Spessartin-Glimmerschiefer
92	Grünschiefer
94	Hornblendegabbro, Gabbroamphibolit
97	Dolomitmarmor

Koralpe-Wölz-Deckensystem

INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT-DECKE

99	Quarzphyllit, quarzitischer Schiefer, Schwarzphyllit
100, 102	Serizitquarzit / Grünschiefer
103	Alkalifeldspat-Augengneis
104	Glimmerschiefer (z.T. Granat führend)
105	Serizitquarzit
106	Kalkphyllit, Kalkschiefer
107	Kalkmarmor
108	Schwarzphyllit, grauer Phyllit und graufärbiger Glimmerschiefer
109, 110	Serizitquarzit / Prasinit, Grünschiefer

Tauernfenster

PENNINIKUM

Glockner-Deckensystem

RAURIS-DECKE

117	Dunkler Phyllit
Qz	Heller und dunkler Quarzit
M	Metagabbro

GLOCKNER-DECKE s. str.

K	Kalkglimmerschiefer
P	Prasinit

SUBPENNINIKUM

Modereck-Deckensystem

111	Heller Quarzmarmor mit Phyllitflecken, Einschaltungen von dunklem Phyllit
113, 115, 116	Hellgrauer bis bunter Serizitschiefer, heller und dunkler Quarzit, Brekzie / Kalkmarmor-, Dolomitmarmor- / Arkosegneisschollen
117	Dunkler Phyllit
118, 119	Dolomitmarmor, Kalkmarmor, untergeordnet Rauhwacke / Dunkler Schiefer

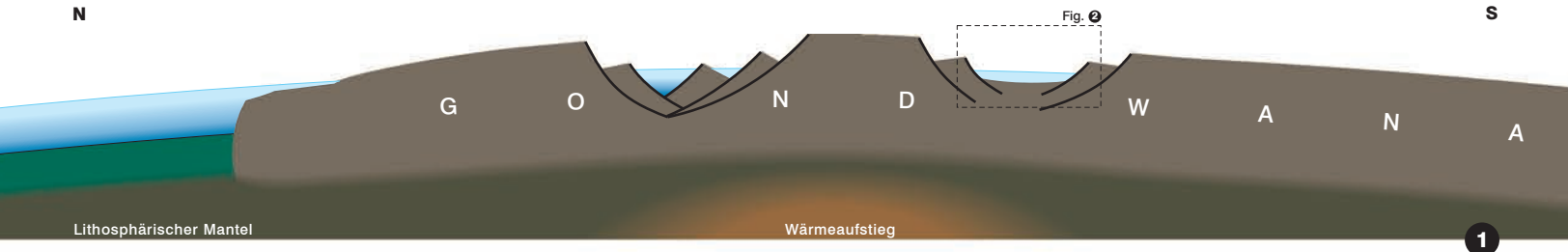
Venediger-Deckensystem

120	Phengitquarzit, Serizitquarzit, Arkosegneis
126	Dunkler Phyllit
128, 129	Heller Phyllit, Serizitschiefer / Albitgneis
130	Chlorit-Epidotgneis, Chloritschiefer
138	Amphibolit, Hornblende-Plagioklasgneis
139	Muskovitaugengneis

Geodynamisches Modell und Paläogeographie des Bildungsraums der Grauwackenzone (Entwicklungsschema in 9 Phasen)

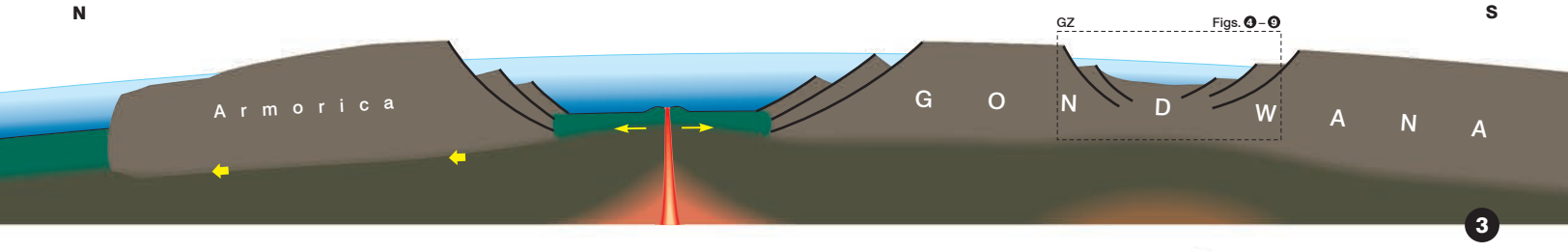
C. PANWITZ (2006, verändert) und H. HEINISCH (2014)

Phase 1) Neoproterozoikum bis Unterordovizium – Gondwana-Nordrand



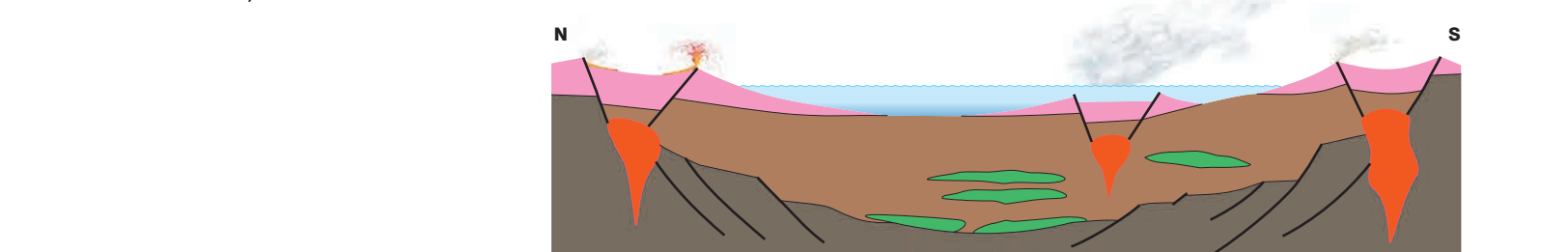
- 1)** Im Kambrium und Ordovizium kam es entlang des Gondwana-Nordrandes zu Krustendehnungen. In der Grauwackenzone (GZ) ist dieses Dehnungsereignis in zwei magmatischen Phasen belegt (vgl. Fig. 4).
- 2)** Das Einsetzen einer Dehnungsphase bzw. eines kontinentalen Riffings kann für den Bereich der GZ nicht exakt angegeben werden. Eindeutige Hinweise, wie grobklastische Sedimente mit hohem Anteil an Gesteinskomponenten, sind für die Zeit des Kambriums und Ordoviziums bisher nicht belegt.

Phase 2) Unter- bis Mittelordovizium – Terrane driften nach Norden



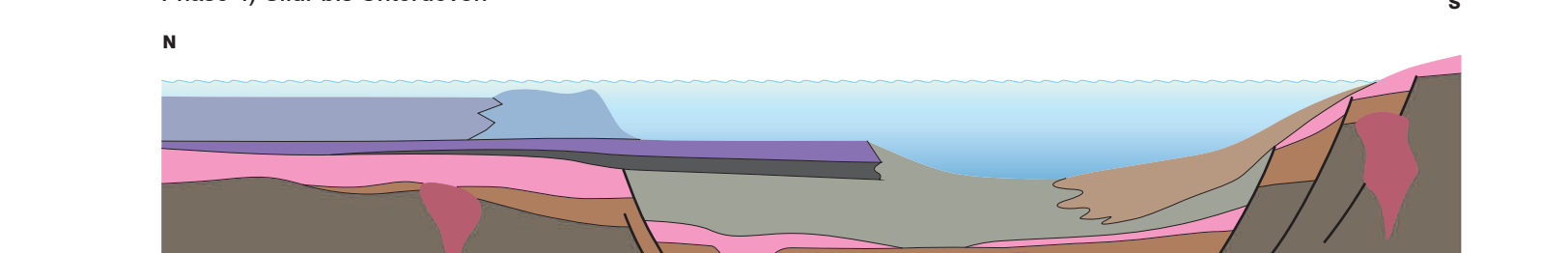
- 3)** Avalonia und Armorica waren bereits vom Nordrand Gondwanas getrennt und bewegten sich nach Norden. Der Ablagerungsraum der Grauwackenzone verbleibt am Gondwana-Nordrand. Er kann als gedehnter Schelf unter einem epikontinentalen Randmeer verstanden werden.
- 4)** Bedingt durch die plume-induzierte Dehnung seit dem Unterordovizium tritt in der GZ mafischer Magmatismus auf. Es werden vom Unter- bis Mittelordovizium, zwischen 474–469 Ma, Alkalibasalte gefördert. Die Geochemie und Isotopengeochemie ähnelt Magmatiten kontinentaler Riftzonen. Für den klastischen Detritus der untersuchten Metasandsteine, welche zeitgleich mit diesen ordovizischen Basalten sedimentierten, wurden Ar/Ar-Alter von 890–620 Ma nachgewiesen.

Phase 3) Mittel- bis Oberordovizium



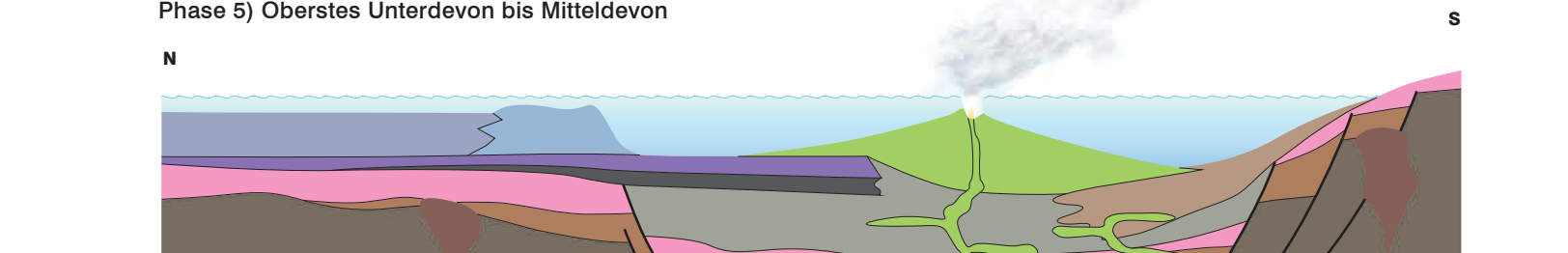
- Für den Zeitraum von 460–455 Ma belegen rhyolithische Vulkanite durch hohen Wärmestrom und fortschreitende Dehnung induzierte partielle Krusten-Anatexis (Blasseneck-Porphyrroid). Es entstehen teils mächtige Ignimbrit-Decken, teils geringmächtige flachmarine Aschenlagen. Die Geochemie zeigt in der GZ alkalirhyolithischen Charakter. Altersdaten von 460 Ma, 456 Ma und 455 Ma liegen vor. Aktuelle Untersuchungen zeigen, dass die Gesteine geochemisch identisch und in engen Grenzen altersgleich mit den Augen- gneisen des Kartenblattes sind (456 Ma). Die Augengneise werden daher als subvulkanische bis plutonische Äquivalente der Porphyroide angesehen.

Phase 4) Silur bis Unterdevon



- Im oberen Silur befindet sich der Ablagerungsraum der Grauwackenzone auf einer Paläobreite von 47° S. Diese Bewegung in Richtung niedere Breiten und damit in wärmere Regionen ist mit dem Einsetzen der Karbonatsedimentation verbunden. Die zunächst gebankten Karbonate mit Einschaltungen von Ton- und Kieselschieferlagen gehen im nördlich gelegenen Außenschelfbereich im Devon in mächtige Karbonatabfolgen ehemaliger Riffkomplexe und Lagunen (Wildseeloder-Einheit) über. Im tieferen Wasser entsteht die Klingler-Kar-Formation. Am passiven Kontinentalrand differenziert sich ein Turbiditbecken heraus, mit proximalen Siliziklastika (Schattberg-Formation) und distalen Siliziklastika (Löhnersbach-Formation).

Phase 5) Oberstes Unterdevon bis Mitteldevon



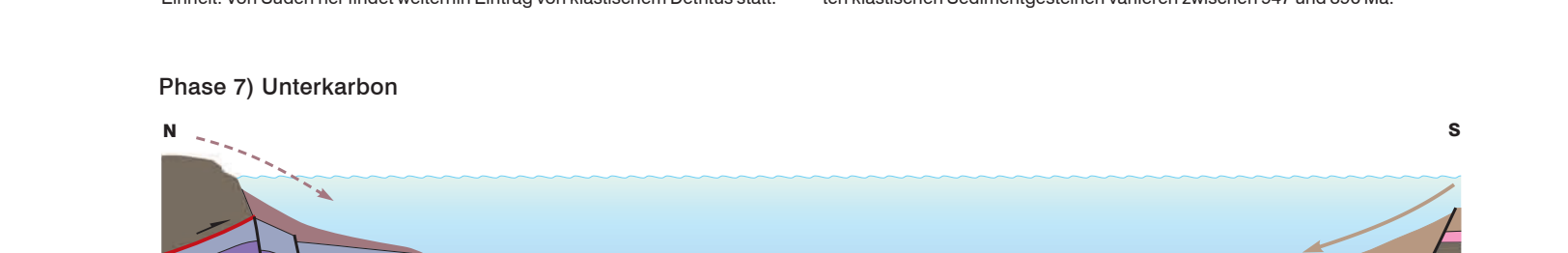
- In tieferen Bereichen des Randmeeres (Glemmtal-Einheit) kommt es im Unterdevon zu einem mafischen alkalibetonen Vulkanismus, der untermeerische Vulkane mit kurzen Auftauchstadien aufbaute. Im Mitteldevon befindet sich die Grauwackenzone bereits auf einer Paläobreite von 25° S. Die detritischen Muskovitaller erbrachten aus diesen stratigraphischen Abfolgen ein Spektrum von 710–510 Ma.

Phase 6) Oberdevon bis Unterkarbon



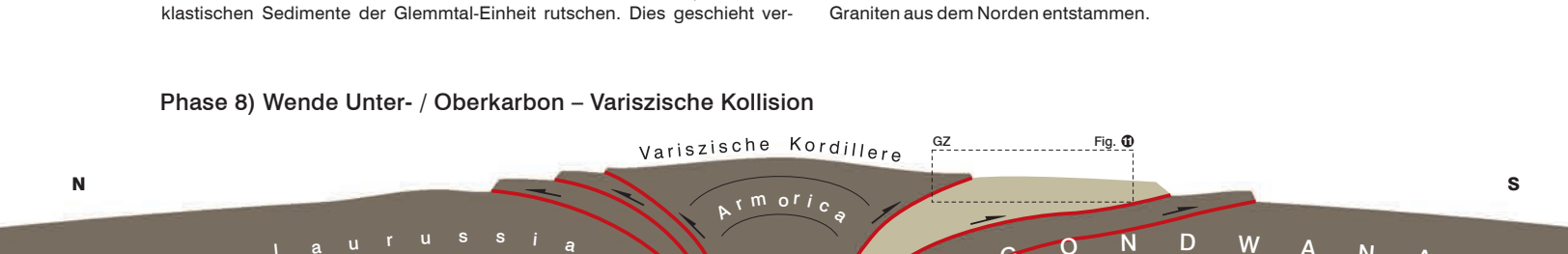
- Im Oberdevon endet die Karbonatsedimentation. Es kommt zum Absinken der Sedimentabfolgen auf dem Außenschelf. Hinweise darauf geben erhaltene Kiesel- und Tonschieferlagen über den massigen Dolomiten der Wildseeloder-Einheit. Von Süden her findet weiterhin Eintrag von klastischem Detritus statt.
- Die proximale Fazies der Schattberg-Formation greift zunehmend auf andere Faziesräume über. Infolge der ausgedünnten kontinentalen Kruste und der damit verbundenen Subsistenz des passiven Kontinentalrandes kommt es im Ablagerungsraum der Glemmtal-Einheit nochmals zur magmatischen Aktivität. In einem schmalen Riffbecken intrudieren und extrudieren mafische Magmatite, die heute als Pillowbasalte und dioritische Lagergänge im Basalt-Sill-Komplex von Maishofen erhalten sind. Detritische Muskovitaller aus zwischengeschalteten klastischen Sedimentgesteinen variieren zwischen 947 und 396 Ma.

Phase 7) Unterkarbon



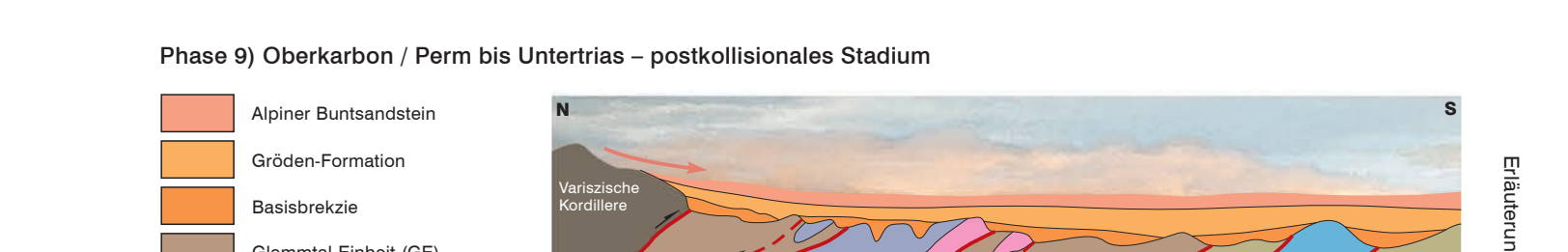
- Die bereits abgesunkene Karbonatplattform zerbricht fortschreitend. Aus diesem Bereich kommt es nun zu olistholithischen Gleitmassen, die in die klastischen Sedimente der Glemmtal-Einheit rutschen. Dies geschieht vermutlich in einer distalen Randposition ohne Beteiligung einer Tiefseerinne, obwohl der Gondwana-Nordrand mit der Ablagerungsraum der Grauwackenzone sich stetig der variszischen Kollisionszone nähert. Der Eintrag des Detritus findet immer noch vorrangig von Süden her statt. Gleichzeitig wird aber ein zunehmender Einfluss von Norden her deutlich, der in den höchsten Positionen der Schattberg-Formation dokumentiert ist. Hierin sind neben alten, von Gondwana abgeleiteten Muskoviten bereits Muskovite aus dem Unterkarbon enthalten. Diese könnten exhumierten variszischen Graniten aus dem Norden entstammen.

Phase 8) Wende Unter- / Oberkarbon – Variszische Kollision

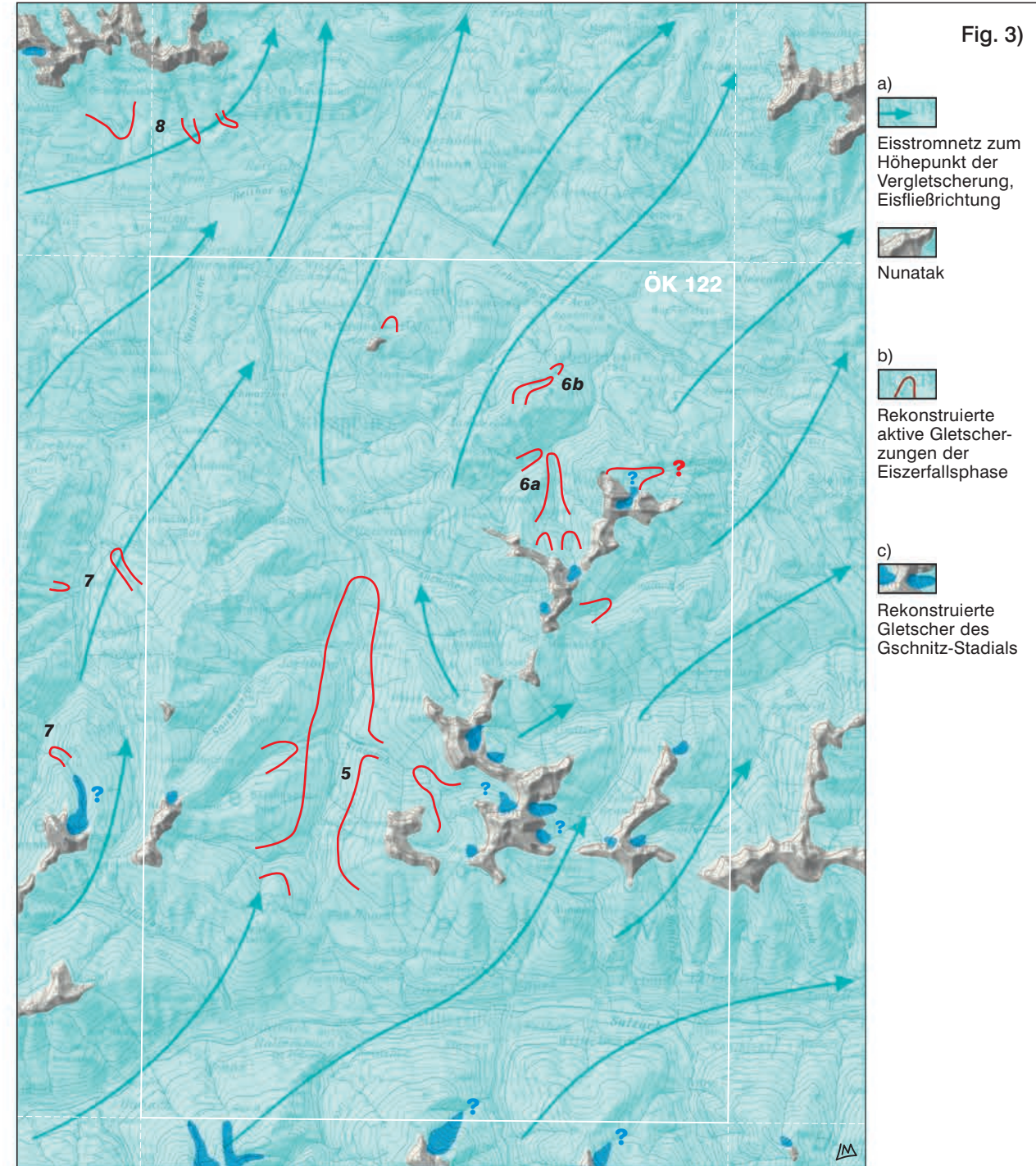
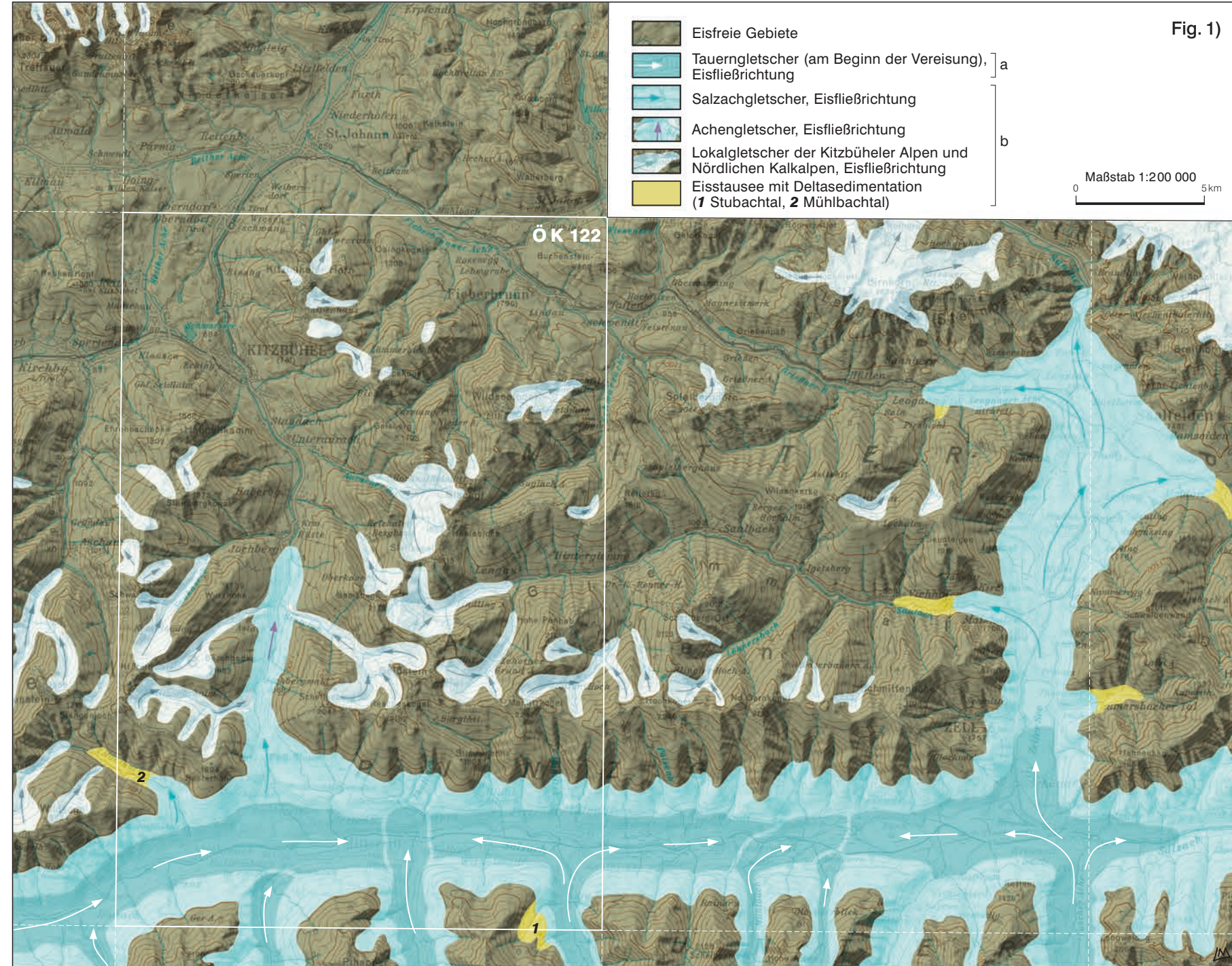


- Infolge der Kollision von Gondwana mit Laurussia und den vorab angedockten Terranen entsteht Pangäa. Die tektonische Gesamtsituation folgt dem Modell
- Orogener Keile. In diesem Stadium wird auch der Ablagerungsraum der Grauwackenzone gestapelt. Der Ablagerungsraum wird in Decken zerlegt und aufgrund ihrer Position am äußeren südlichen Konvergenzast der Varisziden nach Süden, auf Gondwanakruste, aufgeschoben. Dies betrifft auch die übrigen variszischen Einheiten der Alpen. Im speziellen Fall (Fig. 11) sei hier Bezug auf den sehr ähnlichen Ablagerungsraum der Karnischen Alpen genommen.

Phase 9) Oberkarbon / Perm bis Untertrias – postkollisionales Stadium



- Die Anordnung der paläozoischen Abfolgen nach der variszischen Kollision. Dabei lagen die Karnischen Alpen – genau wie heute vorzufinden – südlich der Grauwackenzone. Erst ab dem Perm beginnt diskordant über den Abfolgen der Grauwackenzone die Sedimentation klastischer kontinentaler Rotsedimente. Die detritischen Muskovite aus diesen postvariszischen Abfolgen des Perm und der Untertrias dokumentieren ausnahmslos variszische Alter zwischen 341 und 281 Ma. Für diesen Eintrag klastischen Materials werden Bereiche des Vindelizischen Landes (z.B. Böhmisches Mass) im Norden angenommen.



Die Entwicklung der Vergletscherung vom Beginn im Würm-Hochglazial bis zu deren Ende im Würm-Spätglazial J.M. REITNER, 2015

Fig. 1)
a) Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (um 29 ka; ka = 1.000 Jahre) mit beschleunigtem Eisaufbau im Salzachtal. Aus Süden vorstoßende Gletscher der Hohen Tauern behindern sich gegenseitig am Abfluss im Talbereich. Daraus folgt eine wechselseitige Aufstauung und eine rasche Vergrößerung des Nährgebietes.
b) Der aus den vereinigten Tauerngletschern aufgebaute Salzachtgletscher überfließt den Paß Thurn (1.278 m) und stößt nach Norden in das Kitzbüheler Achenental vor, bevor die Lokalgletscher der Kitzbüheler Alpen das Tal erfüllen konnten. Im Osten dringt eine Gletscherzunge über die Talflanke von Zell am See Richtung Norden vor. Noch nicht vergletscherte Seitentäler werden aufgestaut und temporäre Eisstauseen entwickeln sich (z.B. am Ausgang Stubbachtal – 1, im Mühlbachtal – 2)

Fig. 2)
Fortgeschrittene Vorstoßphase im Würm-Hochglazial: Der starke Eisübertritt über den Paß Thurn führt zu einem raschen Vorstoß des Achengletschers in den Raum St. Johann in Tirol. Westlich Kitzbühel wird der Abfluss der Eismassen aus dem Spertental und dem Kelchsau-Windautal gegen Osten behindert. Im südlichen Vorfeld des Wilden Kaisers wird ein Ast des Inngletschers abgedrängt. Der Achengletscher fließt östlich St. Johann das Fieberbrunner Tal aufwärts. Zur gleichen Zeit drängt ein Zweig des Salzachtgletschers über Leogang gegen Westen. Da auch die Lokalgletscher der Kitzbüheler Alpen im Einzugsgebiet des Pletzergrabens zu klein waren, entwickelt sich in einem noch eisfreien Bereich bei Fieberbrunn ein Eisstausee (3). Ähnliches passiert südlich Ellmau im Weißbachgraben (4).

Fig. 3)
a) Das vollentwickelte Eisstromnetz am Höhepunkt um 26–20 ka, verändert nach VAN HUSEN (1987). Der Eisabfluss mit Gradient S–N bzw. SW bis NE verläuft quer über und damit weitgehend unabhängig von den Talverläufen. Nur die höchsten Gipfel der Kitzbüheler Alpen ragen als Nunatakker (Einzahl Nunatak) aus dem „Eismeer“ heraus. Das ganze dargestellte Gebiet war Nährgebiet der Vergletscherung.
b) Als Resultat der zunehmenden Sommersonneneinstrahlung in der Nordhemisphäre und der daraus folgenden Erwärmung stieg am Beginn des Spätglazials die Schneegrenze an. Somit wurden weite Bereiche des Eisstromnetzes vom Nährgebiet zum Zehrgebiet. Das Eisstromnetz kollabierte und viele tiefere Talabschnitte – wie der Bereich Kitzbühel–St. Johann i.T.–Fieberbrunn – waren durch Toteis geprägt. Nur wenige aktive Gletscherzungen können für diese Eiszerfallsphase rekonstruiert werden: Südlich Aurach (5) befand sich noch der Achengletscher, der noch zum Teil aus dem eiserfüllten Salzachtal über den Paß Thurn mit Tauerneis dotiert wurde. (s. auch Abb. 35, 36). In den inneren Kitzbüheler Alpen, so im Pletzergraben (6a) und beim Karstein (6b) südlich Fieberbrunn, sind für diesen Zeitabschnitt zum Teil mehrphasige kurzfristige Stabilisierungen der kleinen Lokalgletscher wahrscheinlich. Vorstöße aktiver Gletscherzungen können noch für das Spertental (7) und die Südflanke des Wilden Kaisers (8) rekonstruiert werden (REITNER 2005, 2007). Nach 19 ka waren alle großen Täler, wie auch die kleinen Täler in den Kitzbüheler Alpen eisfrei.
c) Gschnitz-Stadial (um 16 ka): Erst mit einem erneuten markanten Klimarückschlag kam es ab etwa 17 ka in dem Bereich des Kartenblattes Kitzbühel in den höheren Karen zu einer erneuten und zugleich letztmaligen Vergletscherung.