

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

144 LANDECK

Von ALFRED GRUBER, GERHARD PESTAL,
AXEL NOWOTNY & RALF SCHUSTER

Mit Beiträgen von
ANDREAS AHL, RUFUS J. BERTLE, RAINER BRANDNER, ILSE DRAXLER,
CHRISTOPH HAUSER, MARIA HEINRICH, GUNTHER HEISSEL,
THOMAS HOFMANN, KARL KRAINER, WOLFGANG A. LENHARDT,
PETRA NITTEL, HUGO ORTNER, JÜRGEN M. REITNER,
MANFRED ROCKENSCHAUB, ALBERT SCHEDL, PETER SLAPANSKY,
NILS TILCH & FRIEDRICH H. UCİK

34 Abbildungen, 8 Fototafeln, 6 Faltafeln



Wien 2010

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

Anschriften der Verfasser

Mag. ALFRED GRUBER, Dr. GERHARD PESTAL, Dr. AXEL NOWOTNY,
Dr. RALF SCHUSTER, Dr. ANDREAS AHL, Dr. ILSE DRAXLER, Dr. CHRISTOPH HAUSER,
Dr. MARIA HEINRICH, Mag. THOMAS HOFMANN, Dr. JÜRGEN M. REITNER,
Dr. MANFRED ROCKENSCHAUB, Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. PETER SLAPANSKY,
Dr. NILS TILCH

Geologische Bundesanstalt
A 1030 Wien, Neulinggasse 38

alfred.gruber@geologie.ac.at, gerhard.pestal@geologie.ac.at,
ralf.schuster@geologie.ac.at, andreas.ahl@geologie.ac.at,
ilse.draxler@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at,
thomas.hofmann@geologie.ac.at, jürgen.reitner@geologie.ac.at,
manfred.rockenschaub@geologie.ac.at,
albert.schedl@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at,
nils.tilch@geologie.ac.at
www.geologie.ac.at

Mag. Dr. RUFUS J. BERTLE
Geognos Bertle ZT GmbH
A 6780 Schruns, Kronengasse 6
rufus.bertle@geologie-bertle.at
www.geognos.at

Ao. Univ.-Prof. Dr. KARL KRAINER, Ao. Univ.-Prof. Dr. HUGO ORTNER,
Univ.-Prof. Dr. RAINER BRANDNER
Universität Innsbruck
Institut für Geologie und Paläontologie
A 6020 Innsbruck, Innrain 52
Karl.Krainer@uibk.ac.at, Hugo.Ortner@uibk.ac.at, Rainer.Brandner@uibk.ac.at
www.uibk.ac.at/geologie

Univ.-Doz. Dr. WOLFGANG A. LENHARDT
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Abteilung Geophysik
A 1190 Wien, Hohe Warte 38
wolfgang.lenhardt@zamg.ac.at
www.zamg.ac.at

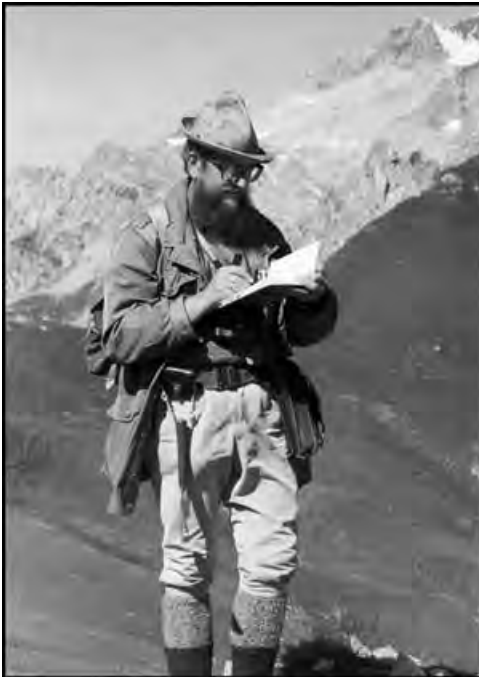
Dr. GUNTHER HEISSEL, Mag. PETRA NITTEL
Amt der Tiroler Landesregierung
Abteilung Allgemeine Bauangelegenheiten (Landesgeologie)
A 6020 Innsbruck, Herrngasse 1–3
Petra.Nittel@tirol.gv.at, Gunther.Heissel@tirol.gv.at
www.tirol.gv.at

ISBN-13: 978-3-85316-057-2
Redaktion: GERHARD PESTAL & THOMAS HOFMANN (Assistenz)
Lektorat: DIDO MASSIMO
Satz: Peter Ableidinger
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H.

Inhalt

1.	Einleitung.....	5
2.	Geographischer Überblick.....	6
3.	Geologisch-tektonischer Überblick.....	7
4.	Erforschungsgeschichte.....	9
5.	Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Einheiten.....	19
5.1.	Penninikum des Unterengadiner Fensters.....	19
5.1.1.	Deckensysteme und Decken des Unterengadiner Fensters.....	20
5.1.1.1.	Untere Penninische Decken (Pfundser Zone und Zone von Roz – Champatsch – Pezid).....	21
5.1.1.2.	Mittlere Penninische Decken (Fimber-Zone und Zone von Prutz – Ramosch).....	22
5.1.1.3.	Obere Penninische Decken (Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen).....	24
5.1.2.	Aspekte zum strukturellen Bau.....	25
5.1.3.	Krustenstruktur der Alpen im Bereich des Unterengadiner Fensters.....	25
5.1.4.	Bündnerschiefer-Gruppe.....	27
5.2.	Ostalpin.....	27
5.2.1.	Subsilvrettide Schollen (Unterostalpin).....	27
5.2.2.	Silvretta-Decke (inkl. Landecker Phyllitgneiszone) (Silvretta-Seckau-Deckensystem).....	28
5.2.2.1.	Silvretta-Kristallin (Landeck-Phyllit, Venet-Komplex und Silvretta-Komplex).....	30
5.2.2.2.	Zone von Puschlin.....	31
5.2.2.3.	Stanzertal-Störung.....	31
5.2.3.	Nördliche Kalkalpen.....	35
5.2.3.1.	Lechtal-Decke (Bajuvarikum).....	35
5.2.3.1.1.	Internstrukturen der Lechtal-Decke.....	37
5.2.3.2.	Inntal-Decke (Tirolikum).....	45
5.2.3.2.1.	Internstrukturen der Inntal-Decke.....	46
5.2.3.3.	Die Krabachjoch-Decke.....	49
5.2.4.	Gosau-Gruppe.....	49
6.	Geologische Entwicklungsgeschichte.....	50
6.1.	Die frühe Geschichte und die Variszische Gebirgsbildung.....	50
6.1.1.	Neoproterozoikum (1000–542 Ma), Kambrium (542–488 Ma) und Ordovizium (488–444 Ma).....	50
6.1.2.	Silur (444–416 Ma), Devon (416–359 Ma) und Karbon (359–299 Ma).....	51
6.2.	Der alpine Gebirgsbildungszyklus (Perm – Eozän).....	51
6.3.	Nacheozäne tektonisch-morphologische Entwicklung der westlichen Ostalpen (Oligozän und Miozän).....	53
6.4.	Landschaftsentwicklung vom Pliozän bis ins Quartär.....	55
6.4.1.	Eisaufbau und Übergang zur Vollvergletscherung des Würm-Hochglazials.....	56
6.4.2.	Würm-Spätglazial.....	57
6.4.3.	Holozän.....	60
7.	Erläuterung zur Legende (Gesteine und sonstige Legendenelemente).....	61
7.1.	Diverse Zeichen.....	62
7.2.	Penninikum.....	65
7.2.1.	Pfundser Zone und Zone von Roz – Champatsch – Pezid.....	65
7.2.2.	Fimber-Zone und Zone von Prutz – Ramosch).....	71
7.2.3.	Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen.....	79
7.3.	Ostalpin.....	79
7.3.1.	Subsilvrettide Schollen (Unterostalpin).....	79
7.3.2.	Silvretta-Decke inkl. Landecker Quarzphyllitzone (Silvretta-Seckau-Deckensystem).....	80

7.3.2.1.	Silvretta-Kristallin (Silvretta-Komplex, Venet-Komplex, Landeck-Phyllit)	80
7.3.2.2.	Zone von Puschlin	91
7.3.3.	Nördliche Kalkalpen	92
7.3.3.1.	Lechtal-Decke, Inntal-Decke	92
7.3.3.2.	Gosau-Gruppe	104
7.4.	Quartär	107
8.	Seismotektonik	118
9.	Aspekte der angewandten Geologie	121
9.1.	Geologie und Naturgefahren in der Samnaun- und Verwallgruppe sowie in den Lechtaler Alpen	121
9.1.1.	Massenbewegungen, deren Ursachen und auslösende Faktoren	122
9.1.1.1.	Massenbewegungen im Bereich des Kartenblattes	123
9.1.1.2.	Im Detail untersuchte Beispiele	127
9.1.2.	Hochwässer und Muren	129
9.2.	Baugeologische Erfahrungen	131
10.	Aerogeophysikalische Landesaufnahme	134
10.1.	Aeromagnetik (Messmethodik und Darstellung)	134
10.2.	Magnetische Suszeptibilität	134
10.3.	Strukturelle Interpretation der magnetischen Anomalien	136
11.	Mineralische Rohstoffe	141
11.1.	Industriemineralien, Steine und Erden	141
11.1.1.	Industriemineralien	141
11.1.2.	Lockergesteine	141
11.1.3.	Festgesteine	141
11.2.	Erze	142
11.2.1.	Unterengadiner Fenster	142
11.2.2.	Silvretta-Decke	143
11.2.3.	Nördliche Kalkalpen	143
12.	Ausgewählte Exkursionen	144
12.1.	Vom Unterengadiner Fenster in den zentralen Teil der Silvretta-Decke	144
12.2.	Die Venet-Antiform im Bereich von Landeck	145
12.3.	Die nördlichen Anteile der Silvretta-Decke und der Südrand der Nördlichen Kalkalpen	149
13.	Dank	152
14.	Literatur	152
15.	Fototafeln	183
16.	Falttafeln	200



*Im Gedenken
an
**Friedrich Hans
UCÍK,**

der seit 1973 als
„Auswärtiger
Mitarbeiter“
für die
Geologische
Bundesanstalt
tätig war
und große Gebiete
in Unterkärnten
sowie im
Engadiner Fenster
kartierte.*

Abb. 1.

F.H. Učík notiert Geländebeobachtungen in seinem Kartierungsbuch.

Dr. Friedrich Hans Učík verstarb am 10. November 2005, etwa ein Jahr nach der Ausgabe des Kartenblattes GÖK 144 Landeck. Es ist den Kollegen und Freunden an der Geologischen Bundesanstalt ein Anliegen, ihre Dankbarkeit für die jahrzehntelange vorbildliche Zusammenarbeit zum Ausdruck zu bringen.

1. Einleitung

Die Geologische Karte von Landeck (Blatt 144; KRÄINER et al., 2004) stellt den geologischen Bau von Teilen der Samnaungruppe, der Verwallgruppe und der Lechtaler Alpen dar. Nach dem Erscheinen der Kartenblätter Partenen (Blatt 169; FUCHS & PIRKL, 1980), Mittelberg (Blatt 113; ZACHER, 1990) und Galtür (Blatt 170; FUCHS & OBERHAUSER, 1990) ist dies ein weiterer Schritt zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich (GÖK 50) in den Gebirgsmassiven der Grenzregionen zwischen Tirol und Vorarlberg. Im Anschluss an das Kartenblatt Galtür, das das Silvretta-Kristallin und das Unterengadiner Fenster im Ostteil der Silvrettagruppe behandelte, vermittelt das Kartenblatt Landeck einen geologischen Querschnitt, der sich vom Unterengadiner Fenster durch das Silvretta-Kristallin weit in die Nördlichen Kalkalpen bis zum Kartenblatt Mittelberg erstreckt.

Am aktuellen Kartenblatt wurde der Bereich des Unterengadiner Fensters nahezu zur Gänze von F.H. Učík aufgenommen, während die Bearbeitung des Silvretta-Kristallins durch A. NOWOTNY, G. PESTAL und M. ROCKENSCHAUB erfolgte. Die geologische Manuskriptkarte des Bereichs der Nördlichen Kalkalpen wurde

von W. PAVLIK unter Verwendung der Aufnahmen und Vorarbeiten von Ch. HAUSER und K. KRÄINER erstellt. Ergänzend hierzu wurden Luftbilddauswertungen der quartären Formen und Sedimentgesteinskörper durchgeführt.

Für die Erläuterung der Gesteinseinheiten des Unterengadiner Fensters lieferte R.J. BERTLE wichtige Beiträge. Einerseits durch seine Geologische Karte der Alp Trida, die eine Verbindung zwischen den penninischen Einheiten im Bereich des Kartenblattes Landeck mit jenen des Kartenblattes Galtür ermöglichte, und andererseits durch Funde von Fossilien und wichtige biostratigraphische Analysen. Vorbildlich ist auch J.M. REITNER den Bearbeitern dieses Heftes mit seinen umfangreichen Kenntnissen der Quartärgeologie des Alpenraums zur Seite gestanden und unterstützte sie bei der Beschreibung der pleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung. R. SCHUSTER konnte im Bereich der Silvretta-Decke mit seinen Studien über die permische Metamorphose des Ostalpins neue Impulse setzen, darüber hinaus trug er mit seinem Konzept zur tektonischen Gliederung des Ostalpinen Kristallins entscheidend zum Gelingen dieses Erläuterungsheftes bei. Ebenso wichtig war das Engagement von A. GRUBER, der sein spezielles Wissen über die Lithostratigraphie und den tektonischen Bau der Lechtaler Alpen bereitwillig zur Erstellung der Erläuterungen zur Verfügung stellte.

Der Geologischen Bundesanstalt war es ein wichtiges Anliegen, die im Jahr 2004 herausgegebene Geologische Karte von Landeck in Gestalt des nun vorliegenden Erläuterungsheftes zu einem würdigen Abschluss zu bringen. Ich möchte im Namen des Redaktionsteams allen Geologen, die durch ihre Kartierungen zum Gelingen des Kartenblattes beitrugen, und den Mitautoren der Erläuterungen für ihre Beiträge herzlich danken. Möge das nun vorliegende Heft, die in der Geologischen Karte von Landeck dargestellten geologischen Einheiten präzisieren und den Informationsgehalt der Kartenlegende einem breiten Anwenderkreis zugänglich machen.

GERHARD PESTAL

2. Geographischer Überblick

NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R.

Das Blatt ÖK 144 Landeck liegt im Westen von Tirol. Weite Bereiche werden vom Bezirk Landeck eingenommen, kleinere Anteile im Norden gehören zum Bezirk Reutte.

Das überwiegend hochalpine Gebiet des Kartenblattes lässt sich in morphologisch unterschiedliche Teile gliedern (s. dazu auch Faltafel 1 und Faltafeln 2A,B): Der Nordteil wird von den Lechtaler Alpen beherrscht, welche zu den Nördlichen Kalkalpen gehören. Diese bilden nördlich des Stanzertales eine markante Gebirgskette mit der teilweise vergletscherten Parseierspitze (3036 m) als höchstem Gipfel im Zentrum. In das schroff aufragende Gebirge sind noch weitgehend naturbelassene tiefe Täler wie das Zammer Loch und das Madautal eingeschnitten. Die Südabdachung der Lechtaler Alpen entwässert über die Rosanna und die Sanna in den Inn, die Nordabdachung liegt im Einzugsgebiet des Lech. Die Verwallgruppe, zwischen Rosanna (Stanzertal) und Trisanna (Paznauntal) gelegen, wird vom gewaltigen Gebirgsstock des Hohen Riffler aufgebaut, welcher mit 3168 m die höchste Erhebung des Kartenblattes darstellt. Die nordseitigen Abfälle des Gipfelbereiches zeigen Vergletscherung in Form des Flirscher und Petzneuer Ferner. Der südliche Blattabschnitt wird von der Samnaungruppe eingenommen. Hier ist eine Zerteilung der Morphologie zu verzeichnen. Während der Nordteil zwischen Schönjöchel (2493 m) im Osten und Vesulspitze (3089 m) im Westen schroffe For-

men wie die Verwallgruppe zeigt, ist die Morphologie im Südost-Eck des Kartenblattes durch sanftere Landschaftsformen geprägt. Letzterer Teil wird von Seitentälern des Oberinntales gebildet. Der tiefste Punkt des Kartenblattes mit ca. 760 m SH befindet sich im nordöstlichen Teil, wo der Inn das Kartenblatt verlässt.

Die Hauptverkehrswege folgen den großen Flusstälern des Inn sowie der Sanna, Rosanna und Trisanna. Landeck am Zusammenfluss von Sanna und Inn ist der größte Ort und Verkehrsknotenpunkt sowie wirtschaftliches und kulturelles Zentrum des Tiroler Oberlandes. Das Stanzer- und Paznauntal sowie das Gebiet westlich Serfaus um die Komperdellalpe zählen zu den ausgesprochenen Tourismusgebieten. Der intensive Winter- wie Sommertourismus basiert auf unzähligen Aufstiegshilfen und ausgedehnten Pisten, zahlreichen Hütten und einem dichten Wanderwegenetz.

3. Geologisch-tektonischer Überblick

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A.

Das Kartenblatt GÖK 144 Landeck lässt sich in zwei großtektonische Einheiten untergliedern. Die liegende Großeinheit ist das Penninikum, die hangende das Ostalpin. Die auf dem Kartenblatt auftretenden Einheiten werden in der Folge mit der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) korreliert, um die überregionalen Zusammenhänge leichter verständlich zu machen.

Das Penninikum tritt im südöstlichen Teil des Kartenblattes im Unterengadiner Fenster unter dem Ostalpin hervor. Es lässt sich in die Unteren, Mittleren und Oberen Penninischen Decken untergliedern, welche jeweils aus Decken, tektonisierten Zonen und Schuppen aufgebaut sind (Abb. 2). Der lithologische Inhalt der penninischen Einheiten umfasst im Bereich des Kartenblattes jurassische und kreatazische Ophiolithfragmente sowie turbiditische Sedimente der ozeanischen Becken. In den tektonisierten Zonen (Melangezonen) findet sich aber auch Material der umgebenden Kontinentalränder in Form von Kristallin, paläozoischen Metasedimenten sowie Flachwassersedimenten, die vom Perm bis in den Jura reichen. Die Zuordnung der einzelnen tektonischen Elemente zu den Unteren, Mittleren und Oberen Penninischen Decken erfolgt nach paläogeographischen Kriterien, die in Kapitel 5.1.1. näher erläutert sind. Die Pfundser Zone und die Zone von Roz – Champatsch – Pezid sind den Unteren Penninischen Decken zuzurechnen. Die Mittleren Penninischen Decken werden am aktuellen Kartenblatt von der Fimberzone und der Prutzer Zone repräsentiert. Die Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen sind ein Teil der Oberen Penninischen Decken.

Das Ostalpin baut den Großteil des Kartenblattes auf. Es umfasst die Subsilvrettidischen Schollen (HEIERLI, 1955), welche aus permotriassischen Sedimenten und etwas Kristallin bestehen und die aufgrund ihrer tektonischen Position dem Unterostalpin zuzurechnen sind (GÜRLER & SCHMUTZ, 1995). Die überlagernde Silvretta-Decke (Abb. 2), welche die Verwall- und Samnaungruppe aufbaut, sowie die Inntal- und Lechtal-Decke im Gebiet der Nördlichen Kalkalpen sind gemäß der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) als Oberostalpin zu klassifizieren. Die Silvretta-Decke wird aus dem Silvretta-Kristallin(-Komplex) aufgebaut, welcher aus zum Teil migmatischen Paragneisen, verschiedenen Glimmerschiefern und Orthogneisen sowie Einlagerungen von Amphiboliten, Metagabbros, Eklogiten, Pegmatiten, Diabasen und vereinzelt Marmoren besteht. Im eoalpin und alpin tektonisierten Nordrand der Silvretta-Decke, der seit langem als Landecker Phyllitgneiszone in der Literatur bekannt ist, werden die diaphthoritischen, bereichsweise phylloinitisierten Metasedimente mit Einlagerungen von Orthogneisen und Amphiboli-

ten lithostratigraphisch als Venet-Komplex zusammengefasst. In der Landecker Phyllitgneiszone finden sich tektonisch eingeschuppte Metakonglomerate, Metasandsteine und bunte Phyllite, die als permische Metasedimente interpretiert und als Zone von Puschlin (Abb. 2) bezeichnet werden. Ganz im Nordosten finden

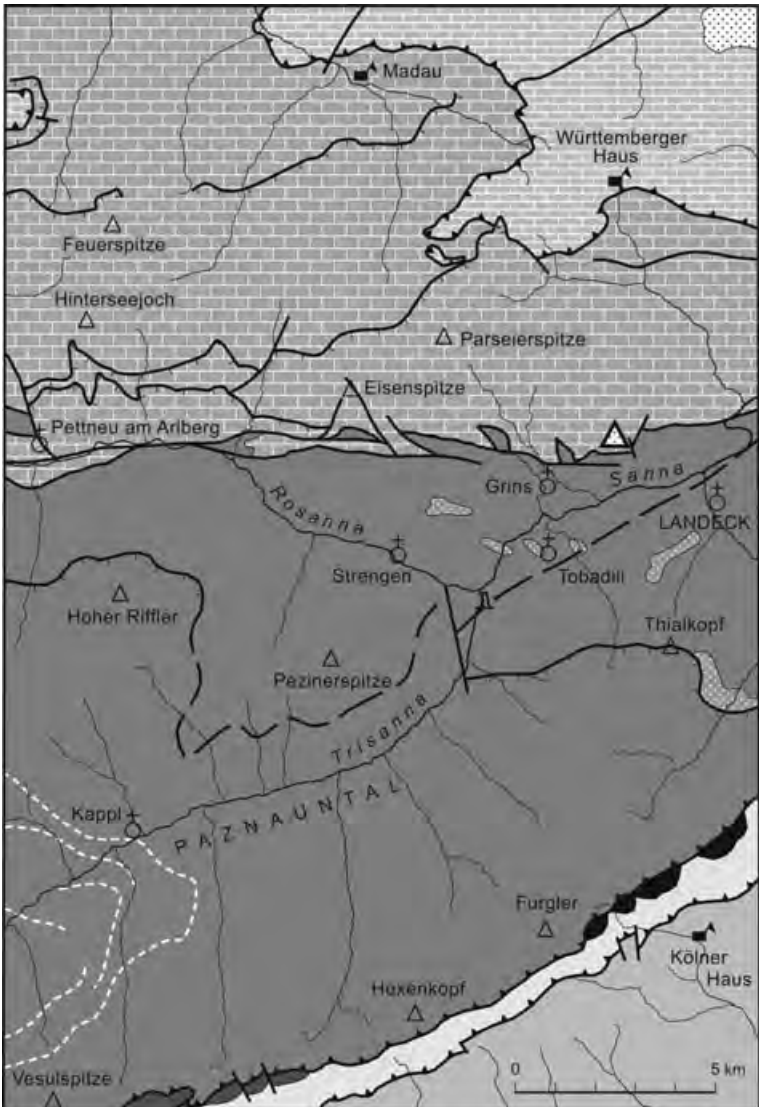


Abb. 2.
Tektonische Übersichtskarte des Kartenblattes 144 Landeck.
Die Linienführung entspricht der Tektonischen Übersicht 1 : 400 000 der geologischen Karte. Die tektonischen Einheiten wurden mit der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) korreliert.

sich prograde helle Phyllite, die als Landeck-Phyllit (Komplex) abgetrennt und als metamorphes Paläozoikum angesehen werden.

In so gut wie allen Bearbeitungen der letzten Jahre wird ein primär sedimentärer Verband der Silvretta-Decke zu der im Norden anschließenden Lechtal-Decke postuliert (NOWOTNY et al., 1992; NAGEL, 2006; ORTNER et al., 2006) (s. auch Kapitel 5.2.2.). Die Lechtal-Decke ist ebenso wie die unterlagernde Allgäu-Decke Teil des Bajuvarischen Deckensystems, während die überlagernde Inntal-Decke zum Tirolischen Deckensystem gehört (TOLLMANN, 1963, 1976, 1985; OBERHAUSER & RATAJ, 1998). Alle diese Decken werden aus Sedimenten aufgebaut, deren Schichtumfang vom Ober-Karbon bis in die Unter-Kreide reicht. Ganz im Nordosten reichen die oberkretazischen Sedimente der „Muttekopf-Gosau“ (Gosau-Gruppe) in das Kartenblatt hinein.

Während der kaltzeitlichen Vergletscherungen des Pleistozäns lag das dargestellte Gebiet mehrmals unter weitestgehender Bedeckung von Gletschern. Der überwiegende Teil hiervon gehörte zum System des Inngletschers, ein kleiner Teil im Norden zu jenem des Lechgletschers. Weit verbreitet sind daher glazigene Sedimente und Landschaftsformen. Nach dem Eiszerfall, im frühen Spätglazial, entstanden große Massenbewegungen wie die Gleitmasse vom Perfuchsberg und vom Zintlwald, welche bis heute aktiv sind (Kapitel 9.1.1.).

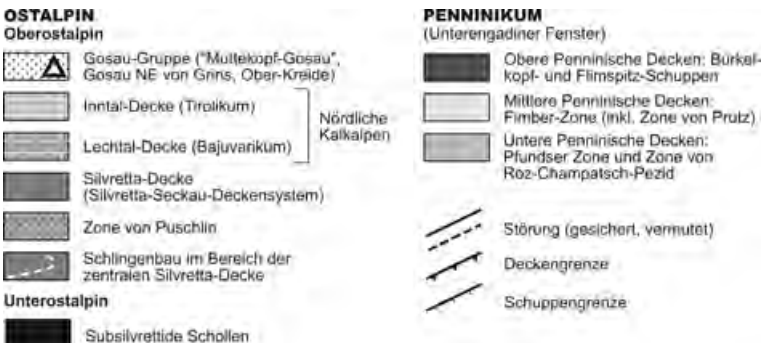
4. Erforschungsgeschichte

SCHUSTER, R., GRUBER, A. & NOWOTNY, A.

Die Erforschungsgeschichte des Kartenblattes GÖK 144 Landeck ist in mehrere thematische Abschnitte gegliedert, welche sich manchmal zeitlich überschneiden. Der Erstellung des Kartenblattes und der Erforschung der nutzbaren Rohstoffe ist jeweils ein eigenes Kapitel gewidmet.

Pionierzeit (19. Jahrhundert)

Die geologische Erforschung der „Silvrettamasse“ begann bereits im frühen 19. Jahrhundert, zuerst von der Schweiz aus, später auch von österreichischer Seite. Von Österreich aus waren die Mitglieder des „Geognostisch-Montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg“ aktiv. Bereits 1831 erschien die erste „Geognostische Generalkarte der gefürsteten Grafschaft Tyrol nebst Vorarlberg und dem souverainen Fürstenthume Liechtenstein“. Eine weitere „Geognostische Karte Tirols, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des Geognostisch-Montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg“ erschien 1849. Eine von PICHLER ver-



fasste Beschreibung der „Silvretta-Masse“ und „Ötztal Masse“ ist in STOTTER (1858) publiziert. In der detailreichen Schilderung werden zum Beispiel „Die Ketten am nordöstlichen Keilende“ der Silvrettamasse beschrieben. Weiters schildert der Autor ausführlich die Übergänge von Glimmerschiefer in „Thonglimmerschiefer“ im nördlichen Randbereich des Silvretta-Kristallins und gibt Auskunft über Art und Lage von Erzvorkommen und Bergbauen. Eine erste Beschreibung des Schweizer Anteils des Silvretta-Kristallins erfolgte durch ESCHER VON DER LINTH & STUDER (1839). Von THEOBALD (1864) existieren dazu eine geologische Karte und ein begleitender Bericht.

Die erste geologische Bearbeitung des Gebietes der Lechtaler Alpen stammt von SANDER (1840–1841). Die Ergebnisse sind in Form von „Geologischen Tagebüchern“ erhalten geblieben (Museum Ferdinandeum, Innsbruck). ESCHER VON DER LINTH (1853) beobachtete viele Details in den Lechtaler Alpen, er ließ aber die Tektonik völlig beiseite. In der Karte von GIMBERNATH (1890) ist lediglich „Alpenkalk“ ausgeschieden und die „Geognostische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie“ (HAIDINGER, 1845) stellte die gesamten Lechtaler Alpen in den Jura. Hingegen unterschieden die Geologen STUDER & ESCHER VON DER LINTH (1853) auf ihrer geologischen Karte der Schweiz, die auch Vorarlberg und den Westteil des Tiroler Oberlands einschließlich Vils, Tannheim und Landeck umfasst, bereits Verrucano, Trias (Kalk, Dolomit und Gips), Lias und Malm.

KOCH (1875, 1876a, 1877a,b) beschäftigte sich intensiv mit der Erforschung der „Silvrettamasse“. Seine Forschungsreisen führte er im Auftrag der Geologischen Reichsanstalt durch. Die südlichen und zentralen Teile der Verwallgruppe bestehen seinen Erkenntnissen nach aus „Gneissen, Hornblendeschiefern, Gneissphylliten und Glimmerschiefern“. In mehreren Arbeiten (KOCH, 1876a, 1876b, 1876c) weist er auf die Tatsache hin, dass der geologische Bau der „krystallinischen Fervallgruppe“ in vieler Hinsicht an die nördliche „Ötztalgruppe“ erinnert. Weiters stellt er fest, dass die höhermetamorphen südlichen und zentralen Anteile im Norden, besonders im Arlberggebiet, in die schwächer metamorphen „Thonglimmerschiefer mit zahlreichen Quarzbänken, Bändern und Linsen“ (KOCH, 1875a,b) übergehen. Er bezeichnet die „Thonglimmerschiefer“ in Anlehnung an THEOBALD (1864) als Casanna- oder Grauackenschiefer. Auch die nach Norden hin zunehmende tektonische Beanspruchung des Kristallins erkennt er und drückt dies folgendermaßen aus: „Die Falten sind im südlichen Theile der Fervallgruppe groß und mächtig und es lassen sich vom Paznaun bis zum Arlberg vier fast parallele riesige Wellen erkennen, deren Antiklinalen gewöhnlich mit den im Streichen verbliebenen Kammzügen zusammenfallen. Weiter über den Arlberg hin wird die Faltung oder besser gesagt die Fältelung der Schichtkomplexe bisweilen eine sehr complicirte“. Große Aufmerksamkeit schenkte er auch der Ausscheidung der „colossalen Massen von Glacial-, Lawinen- und Gehängeschutt“. Deren ausführliche Darstellung begründet er damit, dass diese die Hauptlieferanten für Murenmaterial sind. Bereits zur damaligen Zeit weist er darauf hin, dass unkontrolliertes Abholzen in unmittelbarem Zusammenhang mit der erhöhten Zahl an Murenabgängen steht.

Die tektonische Erforschung der westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Speziellen der Lechtaler Alpen, wurde mit dem „Alpenquerschnitt“ von ROTHPLETZ (1894) und mit seiner Arbeit über die „Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse“ (ROTHPLETZ, 1902, 1905) eingeleitet. In diesen Arbeiten wurden erstmals weitreichende Überschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen erwähnt.

Der von BLAAS (1902) gestaltete Geologische Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen mit einer Geologischen Karte 1 : 500 000 rundet diese erste Forschungsperiode ab.

Erste detaillierte Kartierungen zwischen 1900 und 1935

Die inmitten der „ostalpinen Kristallinmassen“ gelegenen Schiefer im Gebiet des Unterengadins waren bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts für verschiedene Geologen schwierig zu erklären. Erst TERMIER (1904) verglich sie mit jenen des Penninikums in den Westalpen. Da die Schiefer im Liegenden der „ostalpinen Kristallinmasse“ auftreten, erkannte er damit das Unterengadiner Fenster. Etwa um die Jahrhundertwende gelangen auch die ersten Fossilfunde innerhalb des Fensters, doch blieben diese bis heute auf einzelne Gesteine und „Serien“ (Formationen) beschränkt. Speziell im nordöstlichen Fensteranteil in Tirol sind Fossilien bis zum heutigen Tag sehr selten gefunden worden. Die ersten Detailkartierungen im österreichischen Teil des Unterengadiner Fensters führte HAMMER zwischen 1907 und 1914 durch. Sie wurden zur Grundlage für die Darstellung des Fensters auf den späteren Kartenblättern Landeck und Nauders der Geologischen Spezialkarte 1 : 75 000. Die zwei Kartenausschnitte 1 : 25 000, welche der monographischen Arbeit von HAMMER (1914a) beiliegen, lassen erahnen, wie viele wertvolle Details der petrographisch hervorragenden Originalaufnahmen HAMMERS durch die Reduktion auf den Maßstab 1 : 75 000 (Geologische Spezialkarte) verloren gingen.

Ab 1908 legte der Kalkalpengeologe AMPFERER den Schwerpunkt seiner Arbeiten auf das Gebiet der Lechtaler Alpen, wobei er diese stets mit alpinistischen Erstbesteigungen verband. Die stratigraphische Einteilung, welche er dabei einführte, wurde bis heute im Wesentlichen beibehalten. Im Alpenquerschnitt von AMPFERER & HAMMER (1911) zeichneten die beiden Aufnahmsgeologen der Geologischen Reichsanstalt einen Querschnitt vom Allgäu bis zum Gardasee, der in mehrfacher Hinsicht bahnbrechend war. Es ist das erste tektonische Profil mit größerem Tiefgang durch die zentralen Lechtaler Alpen und zeigt die wichtigsten Strukturen sehr anschaulich. Man erkennt darin große tiefeichende E-W-streichende Synklinal- und Antiklinalzüge, Überschiebungen, die sich aus Faltenstrukturen entwickeln, das Ende von Überschiebungen in Stirnfalten und basale Schrägzuschnitte der Schubmassen. Vom Liegenden ins Hangende sind drei große Decken ausgeschieden, die Allgäu-Decke, die Lechtal-Decke und die Inntal-Decke. AMPFERER (1914a,b) fügte diesen noch die Krabachjoch-Decke hinzu. Die Inntal-Decke bezeichnete er als große isolierte, auf der Lechtal-Decke freischwimmende Scholle, die an den Rändern steil aufgebogen ist. Die Überschiebungsbahn der Inntal-Decke steigt nach AMPFERER von Schwaz bis in die westlichen Lechtaler Alpen kontinuierlich an und löst sich dort in Teilüberschiebungen mit W-fallenden Stirnfalten und in einzelne Klippen auf. Das geschlossene W-Ende der Inntal-Decke zeigt von der Ruitelspitze im N (auf ÖK 114 Holzgau) bis in das Zammer Loch im S einen kurvigen Verlauf mit Halbklippen und -fenstern, die er mit nachträglicher Verfaltung der Deckengrenze in Verbindung bringt. Am Südrand der Kalkalpen (vom Zammer Loch nach E) schließlich streicht der Deckenrand steil in die Luft aus und darunter kommt nochmals die Lechtal-Decke zum Vorschein. In einer Reihe von Spezialaufsätzen (AMPFERER, 1915, 1920, 1930b, 1931, 1934, 1939, 1943, 1945) wurden die Forschungsergebnisse vertieft.

BLAAS (1908) stellte die überkippte Lagerung der Gesteine im vorderen Pitztal (auf Blatt ÖK 145 Imst) fest, wo der Südrand der Lechtal-Decke von dem im Süden anschließenden Landecker Quarzphyllit und den „alkristallinen Gesteinen“ (Ötztal-Kristallin) überschoben wird. Unter dem Titel „Die Phyllitzone von Landeck (Tirol)“ präsentierte HAMMER (1919) eine erste ausführliche Beschreibung des nördlichen Silvretta-Kristallins. HAMMER unterschied in der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone folgende Gesteine: „Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer“, „Feldspatknötchengneis“, „Quarzfeldspatlagenphyllit“ sowie die Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großgfall. Wie bereits KOCH betont auch HAMMER,

dass diese Gesteine nur schwer gegeneinander abzugrenzen sind und meist allmählich ineinander übergehen. Weiters ist den Ausführungen zu entnehmen, dass auch die Abgrenzung gegen das Silvretta-Kristallin zum Teil nur mit großer Unsicherheit durchgeführt werden konnte. Die gleiche Meinung vertritt REITHOFER (1931), der dezidiert schreibt, dass schon auf der linken Seite des Malfonbaches (südlich Pettneu) von einer Störung zwischen Silvretta-Kristallin und Phyllitgneiszone nichts mehr zu sehen sei. Die „Phyllitgneise“ und das Silvretta-Kristallin liegen konkordant übereinander und gehen allmählich ineinander über. Eine tektonische Linie beschreibt REITHOFER (1931) erst wieder ab Klösterle gegen Westen hin.

Die Kartierungsergebnisse von AMPFERER und HAMMER wurden schließlich in Blatt Landeck der Geologischen Spezialkarte 1 : 75 000 der Geologischen Reichsanstalt (AMPFERER & HAMMER, 1922; 1924) dokumentiert. AMPFERERS Jahrzehnte währende Aufnahmen in den Lechtaler Alpen wurden mit der Herausgabe der vier Kartenblätter 1 : 25 000 der „Geologie der Lechtaler Alpen“ (AV-Blätter Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitze und Muttekopf-Heiterwand [AMPFERER, 1932]) gekrönt.

Bearbeitungen des Unterengadiner Fensters nach 1945

Die Aufnahmen von MEDWENITSCH (1953, 1954) und MÜLLER (1953) im nordöstlichen Teil des Unterengadiner Fensters brachten im Detail keine Neuigkeiten, wesentlich ist aber der erstmalige Versuch MEDWENITSCH'S, den Fensterinhalt in Anlehnung an die inzwischen erfolgten Arbeiten der Schweizer Geologen tektonisch modern zu gliedern. In den Jahren 1962–1964 folgten Dissertationsarbeiten mit Detailkartierungen (1 : 10 000) im Tiroler Anteil des Fensters durch THUM (1966) und UCIK (1966) sowie Kartierungen im Zuge der geologischen Landesaufnahme durch OBERHAUSER (1983). Für die Gliederung des Unterengadiner Fensters waren immer die inmitten der mächtigen Schieferabfolgen exotisch anmutenden und sehr unterschiedlich großen Vorkommen von Kalken, Dolomiten, Tonschiefern, Quarziten, Quarzphylliten und Kristallin (z. B. Tasna-Granit) von großer Bedeutung. Meist wurden sie als tektonische Deckenscheider angesehen, von einzelnen Autoren aber auch als eingegliederte Olistolithe mit zum Teil riesigen Komponenten gedeutet (FRISCH, 1982). Heute werden sie vielfach als abgescherte Späne und Schürflinge angesehen, die ihre jetzige Position während des Deckenbaues erhielten. Je nach Interpretation und Gewichtung des in den einzelnen „Zonen“ vorhandenen exotischen Materials entstanden auch sehr unterschiedliche und oft nur schwer miteinander parallelisierbare tektonische Gliederungsschemata für den Inhalt des Fensters (MEDWENITSCH, 1954; UCIK, 1966; CADISCH, 1968; OBERHAUSER, 1980).

Wesentliche neue Gesichtspunkte zur paläogeographischen Herkunft der Einheiten des Unterengadiner Fensters wurden von FLORINETH & FROITZHEIM (1994) aus dem Schweizer Anteil des Fensters gewonnen. Die Autoren konnten zeigen, dass in den Mittleren Penninischen Decken ein Kontinent-Ozean-Übergang (vom Briançonnais-Mikrokontinent zum Valais-Ozean) erhalten ist. Der Idalpe-Ophiolith erhielt eine detaillierte Bearbeitung hinsichtlich Geochemie und Metamorphose durch HÖCK & KOLLER (1986), wobei erstmals eine druckbetonte, blauschieferfazielle Metamorphoseprägung festgestellt werden konnte. In weiterer Folge wurde auch in den tektonisch tiefsten Teilen des Unterengadiner Fensters eine niedriggradige Ultrahochdruckmetamorphose mit dem Auftreten des Indexminerals Mg-Karpholith dokumentiert (BOUSQUET et al., 1998; BERTLE, 2000). In den Arbeiten von BERTLE (1999, 2002, 2004a) sind Fossilfunde aus dem Unterengadiner Fenster beschrieben, in BERTLE (2004b) wird auch eine Korrelation mit den Bündnerschiefern des Tauernfensters herausgearbeitet.

Kristallingeologische Untersuchungen der Silvretta-Decke (1945–2007)

Anlässlich des Baues des Wasserkraftwerkes Prutz – Imst wurde in den Jahren 1953–1954 das östliche Venetgebiet (östlich Landeck) zwischen dem Inn- und dem Pitztal bis etwa südlich der Pontlatzer Brücke von SCHMIDEGG (1959) neu aufgenommen. Er beschäftigte sich eingehend mit der Struktur des Venets und fasste den zentralen Teil als Mulde auf, deren Nordrand steil aufgebogen ist. Den „Phyllitgneis“ beschreibt er als ca. 1 km dicke Platte, die den Phylliten der Landecker Quarzphyllitzone aufliegt und die nach Süden rückgefaltet ist. Die Südgrenze der Phyllitgneiszone gegen das Silvretta- und Ötztal-Kristallin bilden die permomesozoischen Metasedimente der Zone von Puschlin.

Die ersten Altersbestimmungen aus dem Silvretta-Kristallin stammen von JÄGER et al. (1961) und JÄGER (1962). Zwei Glimmerproben und eine Gesamtgesteinsprobe eines Muskowitgranitgneises wurden datiert. Die Alter ließen sich der variszischen Orogenese zuordnen. PASTEELS (1964) datierte mittels der U-Pb-Methode Zirkone und errechnete Kristallisationsalter zwischen 1550 und 1910 Millionen Jahren (Ma). STRECKEISEN (1966) gab einen Überblick über den Schweizer Anteil des Silvretta-Kristallins. Er schreibt, dass das Kristallin im Gesamten als „starre Grundgebirgsplatte“ vom alpidischen Deckenschub erfasst wurde. Nur an der Basis, an Stirn- und Rückenteilen und einigen internen Scherflächen wurde es durch alpidische Deformation überprägt. GRAUERT (1969) wandte die Rb-Sr- und U-Pb-Methode an Gesteinen des Silvretta-Kristallins an und erarbeitete ein Entwicklungsmodell des Kristallins.

Als Produkt der retrograden alpidischen Metamorphose deuten HOERNES & PURTSCHELLER (1970) den „Phyllitgneis“, der infolge der intensiven Deformation als Phyllonit bezeichnet wird. Abzuleiten ist dieser von Gesteinen der „Ötztal-Silvrettamasse“. Diese Meinung wird durch die zahlreichen Einlagerungen von Muskowitgranitgneisen, Augengneisen, Amphiboliten und Diabasen bekräftigt, da sie in gleicher Weise in beiden Einheiten auftreten. HOERNES (1971) untersuchte die regionale Verteilung von Staurolith, Andalusit, Disthen und Sillimanit im österreichischen Anteil des Silvretta-Kristallins und fand Mineralzonen, die sich zum Teil diskordant überschneiden. Die Disthenzone interpretierte er als Relikt der druckbetonten kaledonischen Metamorphose, die Ausbildung der Sillimanitzone wird dagegen der variszischen Metamorphose zugeschrieben.

Zahlreiche geochronologische Daten aus dem westlichen Teil des Ostalpinen Kristallins wurden von THÖNI (1981) publiziert. Sie zeigten erstmals die Verbreitung der eoalpidischen Metamorphose in diesem Bereich und bestätigten die älteren Daten, welche eine vornehmlich variszische Prägung des Silvretta-Kristallins ergaben. Mit KRECZY (1981) kam es erneut zur Bearbeitung des Grenzbereiches zwischen Phyllitgneiszone und Silvretta-Kristallin, diesmal im Gebiet südwestlich von Landeck, wobei hierzu auch erstmals K-Ar-Glimmerdatierungen eingesetzt wurden. Er erkannte, dass das schwach metamorphe Permomesozoikum der Thialspitze keine Primärauflagerung auf dem Silvretta-Kristallin darstellt, sondern von diesem überschoben ist (KRECZY & FRANK, 1981). Vielmehr zeigt das Permomesozoikum der Zone von Puschlin Hinweise auf einen Primärverband mit der Phyllitgneiszone. Der östlich anschließende Bereich um den Venet wurde zuletzt von ROCKENSCHAUB et al. (1983) und ROCKENSCHAUB & THEINER (1984) kartiert und beschrieben. Es wurde gezeigt, dass die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone im Bereich des Venetberges eine großräumige Antiform mit ca. W-E-streichender Faltenachse bildet. Die alteingeführte Zweiteilung in Quarzphyllit und Phyllitgneis wurde in diesen Arbeiten aufgegeben und die Gliederung

dieses Bereichs erfolgte nach neuen lithologischen Kriterien. Die präalpidische Metamorphose dieses Kristallin-Komplexes erreichte diesen Arbeiten zufolge die schwach bis höhergradig temperierte Grünschieferfazies. Im Kernbereich der Antiform kommen Granat-Glimmerschiefer vor, die Chloritoid und Pseudomorphosen vermutlich nach Staurolith führen. Die grünschieferfaziellen Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone östlich des Arlbergs wurden als die schon primär schwächer metamorphe Stirn des amphibolitfaziellen Silvretta-Kristallins sensu stricto angesehen, welche zum Teil intensiv in die eoalpidische Tektonik einbezogen wurde. Die östlich des Paznaunales gelegenen Anteile wurden abgeschert und die permomesozoischen Sedimente („Zone Puschlin–Thiälspitze“) eingeschuppt, sodass in diesem Abschnitt grünschieferfaziell metamorphe Gesteine tektonisch an amphibolitfaziell geprägte Gesteine grenzen.

AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvretta-Kristallins, einschließlich Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone auseinander, wobei auch er geochronologische Methoden einsetzte. Er fand, dass Silvretta-Kristallin und Phyllitgneiszone in Vorarlberg in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht identisch sind. Eine tektonische Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, dass in der Phyllitgneiszone alpidische Scherhorizonte auftreten, die sich östlich des Arlberges häufen. Die in lithologischer Hinsicht gleichen Gesteine unterliegen hier einer stärkeren Phyllonitisation und einer alpidisch retrograden Metamorphose. Eine alpidische Fernüberschiebung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone samt transgressiv auflagernden Nördlichen Kalkalpen über das Silvretta-Kristallin hält er für nicht gegeben. Er nimmt an, dass das Silvretta-Kristallin eine Rotation im Uhrzeigersinn um einen im Westen gelegenen Punkt vollführte, wodurch die östlichen Bereiche stärker eingengt wurden. Auch eine N-S-gerichtete Einengung könnte diese Rotation erzeugt haben, da die Gesteine im Osten glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind. Auch AMANN schließt nicht aus, dass der Landecker Quarzphyllit ein ursprünglich schon schwächer metamorpher Anteil des Silvretta-Kristallins war.

SPIESS (1985, 1987) führte Untersuchungen zur Kristallisations- und Deformationsgeschichte der Phyllitgneiszone im Montafon durch. Mit Rb-Sr-Biotit-Datierung erfasste er die Grenze des Bereiches mit typisch variszischen Abkühlaltern (>290 Ma) gegenüber solchen, die jüngere Alterswerte zeigen. Die jüngeren Alter wurden von ihm als alpidisch verjüngt interpretiert. Sie finden sich nur östlich der SW-NE-verlaufenden Linie Riffler (Malfontal) – Schneidjöchl (Moostal).

Über die Entstehung der alpidischen Mylonite und Pseudotachylite, welche vor allem an der Basis der Silvretta-Decke auftreten, liegen Arbeiten von MASCH (1970, 1974) und KOCH & MASCH (1992) vor. THÖNI (1988) datierte zwei Pseudotachylitproben mittels Rb-Sr-Kleinbereichsisochronen auf 79 und 73 Ma.

Mit der Geochemie und dem plattentektonischen Environment der Metabasite beschäftigten sich die Untersuchungen von MAGETTI & GALETTI (1984) und MAGETTI et al. (1987). Die Eklogite und Amphibolite weisen diesen Arbeiten zufolge tholeiitische Chemismen auf, die eher einem Inselbogen als einem Riftsystem zuzuordnen sind. Sie werden daher als Bildungen in einem kambro-ordovizischen Ozeanbecken am Rande des Gondwana-Kontinents angesehen. Rund ein Jahrzehnt danach befassten sich SCHWEINEHAGE & MASSONNE (1999) wiederum ausführlich mit den Metabasiten der Silvretta-Decke. Die metamorphe Entwicklung der Amphibolite und die variszische Hochdruckmetamorphose der Eklogite sowie ihre Geochemie und ihr plattentektonisches Environment waren die Ziele dieser Studien.

FLISCH (1986) und HURFORD et al. (1989) versuchten unter anderem die thermotektonische Geschichte des Silvretta-Kristallins anhand von Glimmerdatierungen und Fission-track-Analysen zu enträtseln. Es ließen sich drei signifikante Phasen der Hebung feststellen: Ein Aufdomen der Silvretta-Decke in der Zeit zwischen 110–35 Ma, eine homogene Exhumation zwischen ca. 35 und 2 Ma und schließlich ein Kippen der Silvretta-Decke gegen Osten ab ca. 2 Ma. Radiometrische Altersbestimmungen von POLLER (1994, 1997), POLLER et al. (1997), LIEBETRAU (1996), LIEBETRAU et al. (1996), MÜLLER et al. (1995, 1996), SCHALTEGGER et al. (1997), LADENHAUF et al. (2001) sowie LADENHAUF (2002) lieferten in den vergangenen zwei Jahrzehnten schrittweise wichtige Bausteine zur Entschlüsselung der präalpidischen magmatischen und metamorphen Entwicklungsgeschichte zahlreicher Gesteinskomplexe des Silvretta-Kristallins. Eine umfassende petrologische und geochemische Untersuchung der Metamorphite der Silvretta-Decke jüngeren Datums stammt von SCHWEINEHAGE (2000), der unter anderem wichtige Daten zur thermobarometrischen Analyse ihrer präalpidischen Entwicklung liefern konnte. Aufgrund einer Zusammenstellung aller geochronologischer Daten aus dem Bereich der Silvretta-Decke und des Vergleichs mit anderen ostalpinen Einheiten schlossen SCHUSTER et al. (2001), dass die Sillimanitzone im Rahmen des Unterengadiner Fensters, die damit verbundenen Pegmatite und die in diesem Bereich auftretenden Altersdaten auf eine permische Metamorphose zurückzuführen seien.

Untersuchungen aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen seit 1936

Ab den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts wurden die Lechtaler Alpen von Arbeitsgruppen aus Berlin, Marburg und München systematisch kartiert und erforscht, wobei wesentliche neue stratigraphische Erkenntnisse erzielt wurden. Zuerst KRAUS (1936), dann aber auch BEURLIN (1943) stellten daraufhin die Abgrenzung der Inntal-Decke zur Lechtal-Decke in Frage. Der verwirrende Falten- und Schuppenbau, das plötzliche Abtauchen von Faltelementen der Inntal-Decke unter jene der Lechtal-Decke und das zufällige Nebeneinander von gleichen Schichtgliedern und Strukturen beider Decken, führte sie zu der Annahme, dass keine durchgehende Deckengrenze vorhanden sei. BEURLIN (1943) interpretierte die Inntal-Decke (im Sinne AMPFERERS) daraufhin als ein Verschiebungssystem und Überschiebungssystem innerhalb der „Lechtaleinheit“, als Folge eines horizontalen Zusammenschubs. Somit wurden die strukturgeologischen Erkenntnisse AMPFERERS von den deutschen Arbeitsgruppen weitgehend abgelehnt, der Deckenbau wurde verworfen und an dessen Stelle trat die „gebundene Tektonik“, wobei KOCKEL (1956) einer der heftigsten Verfechter dieser Theorie war. Die Decken und Klippen wurden als parautochthone, zumeist vor Ort aus dem Untergrund ausgepresste oder pilzförmig hochgefaltete und allseitig abgeklebte Gebilde gesehen, die Klippen vortäuschten, während Fenster und Halbfenster als allseitig zugeschobene sogenannte „Beutelmulden“ gesehen wurden (HUCKRIEDE & JAKOBSHAGEN, 1958; RICHTER & SCHÖNENBERG 1954; SCHÖNENBERG, 1959).

Zu den Anhängern des Deckenbaues zählten SPENGLER (1951, 1953, 1957, 1959), REITHOFER (1956, 1957), HEISSEL (1958) und vor allem TOLLMANN (s. unten). Jedoch konnten kritische Stellen wie z. B. das Westende der Ruitelspitzen vorerst nicht restlos geklärt werden. SPENGLER (1951, 1959) weitete etwa die Inntal-Decke nach W bis ins Rätikon aus und ließ sie in der Vorderseespitze einwurzeln. SARNTHEIN (1962) konnte in einer sehr akribischen Strukturanalyse der Inntal-Decke zwischen Alblitalm und Zammer Loch viele stratigraphische

und tektonische Ungereimtheiten klarstellen: Z. B. ermittelte er aufrechte und inverse Lagerung mittels Geopetalgefügen, unterschied sorgfältig zwischen bituminösem Hauptdolomit und Kössen-Formation und schied einen Teil von AMPFERERS Raibler Rauwacken als tektonische Brekzien aus. Schließlich brachten TOLLMANNS „Kontrollbegehungen“ zumeist eine Klarstellung der strittigen Stellen zugunsten des Deckenbaues. Er betonte, dass eine mehrphasige tektonische Überprägung den komplexen Gebirgsbau verursachte und daher erst nach Erkennen der einzelnen Phasen eine Zuordnung zu der einen oder anderen Decke vorgenommen werden könne. Seine Forschungen fanden in mehreren Aufsätzen und Büchern (TOLLMANN 1970a, 1970c, 1971b, 1971c, 1973a, 1973b, 1976a, 1976b, 1985) und in einer sehr detaillierten, tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen (Maßstab 1 : 100 000, Blatt 5, TOLLMANN 1970a) ihren Ausdruck. Die Deckengliederung umfasst vom Liegenden gegen das Hangende das Tiefbajuvarikum (Allgäu-Decke), Hochbajuvarikum (Lechtal-Decke) und Tirolikum (Inntal- und Krabachjoch-Decke).

Wesentliche neue tektonische Erkenntnisse brachte auch die Arbeit über den Kalkalpensüdrand von WESTRUP (1970): Er beschrieb systematisch die größeren Synklinal- und Antiklinalstrukturen und unterstrich die Bedeutung großer S-vergenger Rücküberschiebungen in der Lechtal-Decke wie z. B. die Starkenbach-Linie. Er erkannte viele bis dahin als steile Überschiebungen interpretierte Strukturen als dextrale NW-SE- und sinistrale NE-SW-streichende Blattverschiebungen, welche die Faltenzüge und partiell auch die Deckengrenzen versetzten (Querstörungen von AMPFERER, 1915, 1930b).

Daraufhin konzentrierte sich die Forschung im Bereich der Kalkalpen auf stratigraphische Fragen. So ermöglichten mikrofazielle Bearbeitungen des Hauptdolomits durch MÜLLER-JUNGBLUTH (1968a, 1968b) und SCHERREIKS (1971) lokal eine Dreigliederung dieses Schichtgliedes. Mit den postvariszischen Transgressionsserien am Südrand der Nördlichen Kalkalpen bzw. mit deren Relikten befassten sich MOSTLER (1972), KRAINER (1981; 1982), STINGL (1981, 1984), AMEROM et al. (1982) sowie KRAINER & STINGL (1982). AMEROM et al. (1982) beschrieben die Sedimente detailliert und stuften die Basisschichten (Kristbergsschichten), welche am westlich anschließenden Kartenblatt ÖK 143 St. Anton am Arlberg auftreten, in das Karbon (Stefan bis Autun) ein. KRAINER & STINGL (1982) bearbeiteten die Erzlagerstätten in den postvariszischen Transgressionsserien zwischen Arlberg und Landeck. Die permischen bis untertriassischen Sedimentserien wurden in drei Einheiten gegliedert und die darin enthaltenen Vererzungen als hydrothermal gedeutet. In zahlreichen Profilen stellt STINGL (1984a) die komplizierten Lagerungsverhältnisse des „Permoskyths“ im Stanzertal dar.

Neuere Untersuchungen mittels Paläostressstratigraphie, Störungsflächenanalyse und die geologische Auswertung tiefenseismischer Profile wurden Ende der 80er und in den 90er Jahren durchgeführt. Weiters gelang es, durch genaue Fazies-, sedimentpetrographische und Strukturanalysen der klastischen synorogenen Sedimente der Kreide (Tannheim-Formation, Losenstein-Formation, Brandfleck-Formation, Lech-Formation [Kreideschiefer] und Muttekopf-Gosau) eine zeitliche Folge der regionalen Deformationsphasen zu erstellen und diese mit überregionalen orogenen Prozessen zu vergleichen (EISBACHER et al., 1990; EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; v. EYNATTEN & GAUPP, 1997, 1998; LEISS, 1988; LINZER et al., 1995; GAUPP, 1980, 1982; GAUPP et al., 1997; MAY, 1998; MAY & EISBACHER, 1999; ORTNER, 1994, 2001a, 2001b, 2003; ORTNER & GAUPP, 2007; WINKLER, 1988).

Die Beziehung der Silvretta-Decke zur Lechtal-Decke (1950–1976)

Ab Mitte der 50er Jahre des 20. Jahrhunderts kam es zu grundlegenden Diskussionen über das Ausmaß des alpidischen Deckenbaues in den Ostalpen und über die interne Gliederung des Ostalpins. Eines der Schlüsselgebiete zur Klärung dieser Frage liegt zum Teil auf dem Kartenblatt ÖK 144 Landeck und betrifft die Beziehung zwischen Silvretta-Decke, Phyllitgneiszone und Lechtal-Decke. Die Diskussionen entzündeten sich am Konzept von TOLLMANN (1959, 1963, 1977, 1985). In diesem ist die Silvretta-Decke Teil eines mittelostalpinen Deckenstockwerkes, während die Decken der Nördlichen Kalkalpen dem oberostalpinen Deckenstockwerk angehören. Mittel- und Oberostalpin sollen durch eine Deckengrenze mit bedeutendem Versatz getrennt sein, wobei die Deckengrenze im Bereich der „Phyllitgneiszone“ liegen soll.

Mit dem Südrand der Nördlichen Kalkalpen und deren Kontakt zum Silvretta-Kristallin setzte sich OBERHAUSER (1970) auseinander. Er beschrieb darin die Überkippung des Kalkalpensüdrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. Aus den basalen Konglomeraten der postvariszischen Transgressionsserie beschreibt MOSTLER (1972) diaphthoritische Gerölle, welche dem darunterliegenden Kristallin entsprechen. Er sieht darin einen Beleg für eine variszische Diaphthorose des nördlichen Silvretta-Kristallins und einen ehemals transgressiven Verband zwischen der Lechtal-Decke und der „Phyllitgneiszone“. In zahlreichen Profilen stellt STINGL (1984a) die komplizierten Lagerungsverhältnisse des „Permoskyths“ im Stanzertal dar. Er betrachtet die im Liegenden des „Permoskyths“ auftretenden „silbernen Phyllite“ als Teil der „Landecker Quarzphyllitzone“ und sieht diese als mit dem Permoskyth der Lechtal-Decke transgressiv verbunden, auch wenn der primäre Kontakt durch die alpidische Tektonik gestört ist.

AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvretta-Kristallins, einschließlich „Landecker Quarzphyllitzone“ und „Phyllitgneiszone“ auseinander, wobei er geochronologische Methoden einsetzte. Er fand, dass die „Phyllitgneiszone“ und das Silvretta-Kristallin in Vorarlberg in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht identisch sind. Eine Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, als in der Phyllitgneiszone alpidische Scherhorizonte auftreten. Östlich des Arlberges häufen sich die Scherhorizonte, und die Gesteine der Phyllitgneiszone unterliegen einer stärkeren Phyllonitisation und einer zunehmenden alpidischen Metamorphose. Weiters schließt er nicht aus, dass der „Landecker Quarzphyllit“ ein ursprünglich schon schwächer metamorpher Anteil des Silvretta-Kristallins war. Eine alpidische Fernüberschiebung der „Landecker Quarzphyllitzone“ und „Phyllitgneiszone“ samt transgressiv auflagernden Nördlichen Kalkalpen über das Silvretta-Kristallin hält er für nicht gegeben. AMANN (1985) nimmt an, dass das Silvretta-Kristallin eine Rotation im Uhrzeigersinn um einen im Westen gelegenen Punkt vollführt hat, wodurch die östlichen Bereiche stärker eingeeengt wurden. Diese Rotation könnte durch eine reine N-S-Einengung ausgelöst sein, da die Gesteine im Osten glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind.

Im Zuge ihrer Neukartierung des nördlichen Silvretta-Kristallins auf Blatt 144 Landeck gelangen auch ROCKENSCHAUB (1990) und NOWOTNY et al. (1993) zu der Ansicht, dass das Silvretta-Kristallin und die „Phyllitgneiszone“ nicht durch eine wesentliche Deckenbahn voneinander getrennt sind. Zum gleichen Ergebnis kamen auch ORTNER et al. (2006), welche mit unterschiedlichen geochronologischen Methoden keinen Unterschied in der Abkühlgeschichte über die postulierte Deckenbahn fanden. Schließlich meint auch NAGEL (2006) nach der Untersuchung

der tektonischen Verhältnisse im Rätikon, dass die Lechtal-Decke und die Silvretta-Decke bereits präalpidisch verbunden gewesen sein müssen.

Schritte zur Erstellung des vorliegenden Kartenblattes

Die Erstellung des Kartenblattes GÖK 144 Landeck (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 KRAINER (1981, 1982) und STINGL (1981, 1982), im Stanzertal und Arlberggebiet. Kurz danach konnte KRAINER (1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991 und 1992) durch seine systematischen Kartierungen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen dem Stanzertal und dem Madautal die Arbeiten zur Neuaufnahme entscheidend vorantreiben und wichtige stratigraphische und tektonische Erkenntnisse gewinnen. Zeitgleich erfolgten Kartierungen durch die Arbeitsgruppe HENRICH (Univ. Kiel), welche sich auch auf das im Norden anschließende Kartenblatt ÖK 114 Holzgau erstreckten. Dabei entstanden Detailkartierungen und strukturgeologische Beiträge im Madautal (KUHLEMANN, 1990, 1991; KUHLEMANN & HENRICH, 1993; ANDRULEIT, 1991a,b; MEGGERS, 1991, 1992; WIEGER, 1989; NEUBOURG, 1990, 1991; GEHRING, 1989a,b und GLAHN, 1989a,b). Ebenso konnte HAUSER durch in den späten achtziger und frühen neunziger Jahren im NE-Teil des Kartenblattes durchgeführte Untersuchungen Verbesserungen der bisherigen geologischen Karten erzielen. Schließlich wurde der Kalkalpensüdrand durch SPÖTL (1987) im Gebiet zwischen Stanz und dem Zammer Loch sowie durch WIESER (1995) im Abschnitt zwischen Stanz und Flirsch neu aufgenommen.

Seit 1985 wurde auch das Silvretta-Kristallin neu kartiert. Diesbezüglich liegen Berichte von AMANN et al. (1984), HEJL (1986), ROUSSELANGE (1987, 1988), NOWOTNY (1990, 1991, 1992), NOWOTNY & PESTAL (1986, 1987, 1988, 1989), PESTAL (1991, 1992) und ROCKENSCHAUB (1989, 1991, 1992) vor.

Im Jahre 1993 wurde die Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt in Miesing abgehalten und ein einschlägiger Tagungsband wurde veröffentlicht (HAUSER & NOWOTNY, 1993). Bis zum Druck des Kartenblattes im Jahr 2004 wurden noch Teile in den Nördlichen Kalkalpen adaptiert, zusätzliche Massenbewegungen eingezeichnet und versucht, die bis dahin fehlenden Blockgletscherablagerungen mittels Luftbildauswertungen nachzutragen.

In den jüngeren Kartenwerken der Geologischen Bundesanstalt erschienen vier geologische Karten der Geologischen Bundesanstalt, welche Nachbargebiete des Kartenblattes GÖK 144 Landeck behandeln:

Die geologische Karte des Rätikon (1 : 25 000) wurde von HEISSEL et al. (1965) erstellt. 1980 erschien das Kartenblatt GÖK 169 Partenen West und Ost (Maßstab 1 : 25 000) (FUCHS & PIRKL, 1980) mit Erläuterungen von FUCHS (1984). Die im Maßstab 1 : 50 000 gedruckten Kartenblätter GÖK 170 Galtür (FUCHS & OBERHAUSER, 1990) und GÖK 113 Mittelberg (ZACHER, 1990) grenzen in der SW- bzw. in der NW-Ecke unmittelbar an das gegenständliche Kartenblatt, wurden aber bislang noch nicht erläutert.

Rohstoffforschung und angewandte Geologie

Viele Hinweise auf Vererzungen finden sich in KOCH (1875; 1876a; 1876b; 1876c) und in der Geognostischen Karte Tirols (1849). Eine erste Aufstellung der Montanwerke und Schurfbaue Tirols verfasste ISSER-GAUDENTENTHURM (1888). Beschreibungen von Erzvorkommen aus dem hier besprochenen Gebiete geben GASSER (1913) und KRAUS (1916a; 1916b). Weitere Arbeiten betreffend Tirol und Vorarlberg finden sich bei SRBIK (1929) und VOHRZYKA (1968).

In neuerer Zeit erfolgte eine systematische Erfassung und Beurteilung der Rohstoffvorkommen im Gebiet zwischen Imst und Arlberg unter der Leitung von MOSTLER. Das Projekt beschäftigte sich mit Erzlagerstätten, Natursteinen, Lockergesteinen und Baurohstoffen (MOSTLER et al., 1988). Über Bruchsteine für das Bauwesen existiert eine ähnliche Arbeit von HEINRICH (1989). In dieser sind die Vorkommen, die Abbaubetriebe und deren Produktion sowie der Verbrauch der Bundesländer Vorarlberg und Tirol erhoben.

Arbeiten aus dem Gebiet der angewandten Geologie entstanden im Zuge des Straßenbaus (KÖHLER, 1977, 1983; KAISER, 1981; VILANEK, 1991). Diese Arbeiten enthalten interessante Aussagen zur Geologie aus der Sicht des Tunnelbaues.

5. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Einheiten

PESTAL, G. & BERTLE, R.J. (Penninikum)

PESTAL, G. & SCHUSTER, R. (Ostalpin ohne Nördliche Kalkalpen)

GRUBER, A., ORTNER, H. & BRANDNER, R. (Nördliche Kalkalpen)

In diesem Kapitel wird einerseits die Geologie im Bereich des aktuellen Kartenblattes GÖK 144 Landeck beschrieben, andererseits sollen Hinweise auf benachbarte Gebiete gegeben werden, die für das Verständnis der regionalen Geologie hilfreich sind. Insbesondere werden die in der Kartenlegende und in den Erläuterungen verwendeten übergeordneten tektonischen und lithostratigraphischen Begriffe definiert.

Wie bereits in der Einleitung festgehalten, sind im behandelten Gebiet zwei großtektonische Einheiten an der Erdoberfläche verbreitet. Das Penninikum findet sich im Bereich des Unterengadiner Fensters, während das Ostalpin im restlichen Gebiet verbreitet ist.

5.1. Penninikum des Unterengadiner Fensters

Das klassische Penninikum umfasst Decken, die einem heterogenen paläogeographischen Bereich entstammen. Dieser beinhaltet zwei ozeanische und ein kontinentales Element. Der Piemont-Ligurische Ozean öffnete sich im Ober-Jura zwischen der Europäischen und der Apulischen Platte. Während der Kreide wurde der Iberia-Briançonnais-Mikrokontinent von Europa abgespalten und dabei entstand der Valais-Ozean. In der Ober-Kreide und im Paläogen wurde der Penninische Raum eingeeengt und die ozeanischen Anteile geschlossen. Daraufhin trat die Europäische Platte in die Subduktion unter die Apulische Platte ein. Im Zuge dieses alpidischen Ereignisses wurden große Teile der ozeanischen Lithosphäre gegen Süden in den Mantel subduziert, während aus abgescherten Resten die Penninischen Decken entstanden. Diese bestehen aus oberjurassischen bis paläogenen Sedimenten der ozeanischen Becken, oberjurassischen und kretaischen Ophiolithen und Teilen des kristallinen Basements des Iberia-Briançonnais-Mikrokontinents mit Resten paläozoischer, mesozoischer und paläogener Sedimente. Weiters finden sich Schollen, die aus permotriassischen bis unterkretazischen Sedimenten des Apulischen Kontinentalrandes entstanden sind. Diese wurden entweder tektonisch eingeschuppt oder sie gelangten als Olistolithe in den Penninischen Ablagerungsraum.

In weiten Bereichen der heutigen Ostalpen werden die Penninischen Decken vom Ostalpin überlagert. Im Gebiet der Nördlichen Kalkalpen verliert das Ostalpin aber allmählich gegen Norden an Mächtigkeit und keilt schließlich aus. Daher

sind die penninischen Gesteinseinheiten am Nordrand der Ostalpen entweder in stirnnahe tektonischen Fenstern oder vor der Stirn des Ostalpins aufgeschlossen. Tektonisch untergliedert man diesen der Stirn nahen Anteil des Penninikums in Vorarlberg und im Allgäu in die Arosa-Zone, in die Decken der Rhenodanubischen Flyschzone und in die Feuerstätter Decke. Geophysikalische Studien ermöglichten es, die Penninischen Decken weit unter die Nördlichen Kalkalpen zu verfolgen. Die geophysikalischen Erkenntnisse wurden durch die Tiefbohrungen Vorderriß (BACHMANN & MÜLLER, 1981) und Hindelang (SCHWERD et al., 1995) untermauert. Auch die im Inneren der Ostalpen gelegenen großen tektonischen Fenster (Tauernfenster, Unterengadiner Fenster und Rechnitzer-Fenster-Gruppe), in denen penninische Gesteine aufgeschlossen sind, bestätigen die allochthone Natur des Ostalpins und dessen Ferntransport von SE nach NW. Während die Penninischen Deckensysteme am Nordrand der Ostalpen höchstens anchizonal metamorph sind, zeigen die in den Fenstern der zentralen Ostalpen unter den Ostalpinen Decken zutage tretenden penninischen Einheiten eine deutliche Metamorphose. Dies trifft auch für die blauschieferfaziell bzw. grünschieferfaziell geprägten Gesteine des Unterengadiner Fensters zu, die sich SW Landeck im Gebiet des oberen Inntals befinden und hier unter anderem auch den geologischen Bau im südöstlichsten Teil des aktuellen Kartenblattes bestimmen.

Mit einer Länge von 55 km und einer Breite von 17 km ist das Unterengadiner Fenster nach dem Tauernfenster das zweitgrößte tektonische Fenster der Ostalpen. Für das Verständnis des Deckenbaus im Inneren des Unterengadiner Fensters waren seit jeher Vergleiche mit den Penninischen Decken angebracht, die am Westrand des Silvretta-Kristallins flach unter die Ostalpine Deckengrenze einfallen. So gilt eine Fortsetzung der Arosa-Zone ins Unterengadiner Fenster als gut begründet, während die im Osträtikon unter das Silvretta-Kristallin abtauchende Sulzfluh-Decke hier nicht mehr auftritt. Die Metasedimente der Tasna-Decke und Teile der Fimber-Zone weisen zahlreiche Ähnlichkeiten mit jenen der Falknis-Decke auf, sodass an zwischen diesen tektonischen Einheiten bestehende Übergänge bzw. laterale Zusammenhänge gedacht werden kann. Eine Parallelisierung des Prättigau-Flyschs mit den Gesteinen der Zone von Roz – Champatsch – Pezid und der Pfundser Zone des Fensterinnersten erscheint ebenfalls vertretbar.

Im nachfolgenden Kapitel werden der tektonische Internbau des Unterengadiner Fensters und die ihn bestimmenden Deckeneinheiten näher erläutert.

5.1.1. Deckensysteme und Decken des Unterengadiner Fensters

Im Detail betrachtet ist der Deckenbau des Penninikums im Unterengadiner Fenster überaus komplex. Daher existieren bis heute unterschiedliche Auffassungen bezüglich der exakten tektonischen Gliederung, die aber im Range eines übergeordneten Gliederungsschemas miteinander parallelisiert werden können. Die redaktionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt orientieren sich zu diesem Zweck weitgehend an der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004), die im gesamten Alpenraum die Unteren, Mittleren und Oberen Penninischen Decken unterscheidet. Die Unteren Penninischen Decken werden im Wesentlichen von Material aufgebaut, welches dem kretazisch-paläogenen Valais-Ozeanbecken entstammt. Die Mittleren Penninischen Decken enthalten die Reste des Iberia-Briançonnais-Mikrokontinents und die Oberen Penninischen Decken entstammen dem Piemont-Ligurischen Ozean.

Im Bereich des aktuellen Kartenblattes Landeck (Blatt 144) und des benachbarten Kartenblattes Galtür (Blatt 170; FUCHS & OBERHAUSER, 1990) wurde zur Detail-

gliederung der Legendenhierarchie der penninischen Einheiten ein von OBERHAUSER (1980) vertretenes, tektonisches Modell angewendet. Im folgenden Abschnitt wird nun versucht dieses Modell im Sinne OBERHAUSERS zu definieren und es der Gliederung von SCHMID et al. (2004) unterzuordnen.

5.1.1.1. Untere Penninische Decken (Pfundser Zone und Zone von Roz – Champatsch – Pezid)

Die tektonisch tiefste Decke des Unterengadiner Fensters wird **Pfundser Zone** genannt. Sie beinhaltet hauptsächlich Metasedimente und Ophiolithe der Bündnerschiefer-Gruppe. Etwa zwischen den im Inntal gelegenen Orten Pfunds und Tösens bilden einförmige, metamorphe Kalkglimmerschiefer den tektonisch tiefsten, „innersten“ Teil des Fensters. Gegen das Hangende wird die metamorphe Überprägung der Kalkglimmerschiefer kontinuierlich geringer und sie gehen allmählich und ohne scharfe Grenze in die Grauen Bündnerschiefer über. Hier im zentralen Teil des Fensters erreichte die alpine Metamorphose Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, die mit Werten von 300–350°C und 4,5–6 kbar Druck konkretisiert werden können (LEIMSER & PURTSCHELLER, 1980; BOUSQUET et al., 2004). Es ist aber wichtig zu wissen, dass größere zusammenhängende Bereiche der Pfundser Zone vor der grünschieferfaziellen Metamorphose eine druckbetonte blauschieferfazielle Metamorphose mit 350–375°C und 11–13 kbar Druck erfuhr (BOUSQUET et al., 1998, 2002; BERTLE, 2004a; s. auch Fototafel Abb. XVIII).

Die mehrere tausend Meter mächtigen, kalkreichen, teilweise durch Phyllit- und Quarziteinlagerungen intern lithologisch weiter gegliederten Grauen Bündnerschiefer werden als metamorphe Produkte von Ablagerungen der Kreide betrachtet. In einigen Abschnitten der Pfundser Zone ist eine genauere lithostratigraphische Gliederung gelungen. Beispielsweise erkannte BERTLE (2004a) im Gebiet um den Piz Mundin (3146 m; im Schweizer Anteil des Kartenblattes ÖK 171 Nauders gelegen) folgende Einheiten: Das stratigraphisch Liegende bildet der Neokomflysch, dessen liegende Anteile in Form von Tuffiten den Metabasalten in stratigraphischem Kontakt aufliegen, darüber folgt in der mittleren Unter-Kreide die Tristel-Formation und in der höheren Unter-Kreide die Fuorcla-d’Alp-Formation, ein Äquivalent des Gault-Flyschs. Die oberkretazischen Ablagerungen werden hier von der Malmurainza-Formation vertreten.

Neben Metasedimenten treten in der Pfundser Zone auch größere, zusammenhängende Ophiolith-Komplexe auf. Ihr markantestes Vorkommen über- und unterlagert weithin sichtbar am Piz Mundin die Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe und liegt, wie das Studium von Sedimentkontakten bzw. von Pillow-Strukturen zeigte, sogar teilweise invers (HEUGEL, 1975; BERTLE, 2004a). Dadurch lässt sich zumindest in Ansätzen die bedeutende Internektonek der Pfundser Zone erahnen (beispielsweise konnte durch BERTLE [2004a] eine kompliziert verfaltete Großfaltenstruktur im km-Maßstab auskartiert werden).

Die Hangendgrenze der Pfundser Zone bilden ostalpine Schollen, deren bekannteste Beispiele die Stammerspitze (3254 m) (auf Blatt ÖK 171 Nauders) oder den Burgschrofen SE Prutz (auf Blatt ÖK 145 Imst) aufbauen, während sie am aktuellen Kartenblatt in der südöstlichen Basis des Frudigerkopfes (2822 m) prominent vertreten sind. Die Burgschrofen-Stammerspitz-Schuppen umfassen eine permomesozoische Schichtfolge (unter anderem mit Hauptdolomit, Kössener Schichten, Fleckenmergel, Radiolarit und Aptychenkalk), welche nach ihrer Fazies am ehesten an die Unterostalpine Bernina-Decke anzuschließen ist (KLÄY, 1957; OBERHAUSER, 1980). Es wird vermutet, dass diese Gesteine als tektonische Schürflinge in ihre heutige tiefe Position innerhalb der Unteren Penninischen Decken gelangt

sind und hier mit Bündnerschiefern eine Melangezone bilden. Diese Melangezone überlagert die Pfundser Zone als nächst höhere tektonische Einheit und wird Zone von **Roz – Champatsch – Pezid** genannt. Sie ist nur im Nordteil des Fensters ausgebildet und verdankt ihren Namen drei markanten Bergen. Vom westlichsten Gipfel, dem Piz Champatsch (2931 m), der sich im Schweizer Anteil des Unterengadiner Fensters befindet (auf der südlichen Blatthälfte der ÖK 170 Galtür gelegen), erstreckt sich diese tektonische Einheit über den Piz Roz (= Vesilspitze 3097 m; S Ischgl an der Staatsgrenze gelegen) ins Samnauntal und setzt sich hier im österreichischen Anteil des Fensters zum Pezid Kopf (2770 m; auf der südlichen Blatthälfte der ÖK 144 Landeck gelegen) fort. Die tektonische Zerstückelung der Metasedimenteinheiten verhinderte lange Zeit ihre großflächige lithostratigraphische Untergliederung und daher wurden diese Gesteine in der Vergangenheit als Roz-Schiefer zusammengefasst. Dieser historische Begriff umfasste alle Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe, die im Schweizer Anteil der Melangezone bis zu 1000 m Mächtigkeit, im österreichischen Anteil oft nur 100 m bis maximal 300 m Mächtigkeit erreichen. Der verbreitete Gesteinstyp der Grauen Bündnerschiefer entspricht lithologisch exakt dem in der Pfundser Zone. Sandsteinbänke und Brekzien gleichen Bunten Bündnerschiefern und konnten durch Mikrofossilfunde (beispielsweise am Zebblasjoch) als metamorphe Produkte von Ablagerungen der Ober-Kreide (Maastrichtium) bestimmt werden (BERTLE, 1999).

5.1.1.2. Mittlere Penninische Decken (Fimber-Zone und Zone von Prutz – Ramosch)

Die tektonische Grenze zwischen der Zone von Roz – Champatsch – Pezid und der **Zone von Prutz – Ramosch** repräsentiert die Deckengrenze zwischen den Unteren und den Mittleren Penninischen Decken. Sie wurde vom Kartenblattbearbeiter F.H. UČIK an die Basis des aus triassischen Karbonatgesteinen, Ladiser Quarzit, Alpinem Verrucano und paläozoischem Phyllit bestehenden Gesteinszugs gelegt, der vom Bergrücken ESE der Fließer Stieralm zum SE-Grat des Mittleren Sattelkopfs (Kote 2160 m, unmittelbar an der östlichen Blattschnittgrenze gelegen) verläuft und in diesem Abschnitt die Basis der Prutzer Zone bildet. Der darüber lagernde höhere Teil der Prutzer Zone ist als Melangezone ausgebildet, in die auch die Fimber-Zone integriert wurde (Fimber-Zone; s. unten). In einer Matrix aus vermutlich oberkretazischen bis paläogenen Metasedimenten (Höhere Flyschschiefer) finden sich Olistolithe und/oder tektonische Schürflinge von Alpinem Verrucano, Ladiser Quarzit, triassischen Karbonatgesteinen, Steinsberger Kalk (Unter-Jura), Neokomschiefer und Tristel-Formation. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang auch der Hinweis von UČIK (1986, S. 122), dass ein nördlich von Fiss (auf Blatt 145 Imst) gelegenes Vorkommen von Konglomeraten der „Höheren Flyschschiefer“ neben Karbonatgesteins- und Quarzitkomponenten auch dezimetergroße Granit(gneis)gerölle führt.

OBERHAUSER (1980) vermutete, dass die Ramoscher Zone im Streichen in die Prutzer Zone übergeht und diese tektonischen Einheiten eine zusammenhängende Decke bilden. Dieses tektonische Modell versuchte OBERHAUSER durch seine Aufnahmen im Bereich des Kartenblattes Galtür zu bekräftigen, wo er das Typusgebiet der Zone von Prutz – Ramosch etablierte (FUCHS & OBERHAUSER, 1990). In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu wissen, dass die Ramoscher Zone ursprünglich im südwestlichen Teil des Unterengadiner Fensters von der überlagernden Tasna-Decke sensu stricto abgetrennt war. In dieser tektonischen Einheit wurden bedeutende Ultrabasitkörper, einige vom Hauptkörper des Tasnagranits getrennte kleinere Granitvorkommen, die beispielsweise östlich von Ramosch aufgeschlossen sind, und der Kristallin-Komplex der Clemgia-Schlucht zusam-

mengefasst. Der letztgenannte Gesteinszug befindet sich südlich von Scuol, setzt sich hauptsächlich aus Glimmerquarziten, Arkosegneisen, Konglomeratgneisen, Chloritschiefern und Glimmerschiefern zusammen und bildet hier das tektonisch Liegende der Nauders-Ramosch-Ultrabasite (CADISCH et al. 1963, 1968; BERTLE, 2004a). Studien jüngeren Datums (FLORINETH & FROITZHEIM, 1994) zeigten aber, dass eine Abtrennung der Ramoscher Zone (Ultrabasite und liegender Kristallin-Komplex der Clemgia-Schlucht) von der Tasna-Decke obsolet ist, da die Ultrabasite als Reste des exhumierten subkontinentalen Mantels der Tasna-Decke interpretiert werden (Begründung siehe nachfolgend).

Die klassische **Tasna-Decke** ist vor allem im Schweizer Anteil des Unteren-gadiner Fensters ausgebildet. In der Umgebung des Piz Tasna (3179 m; auf der südlichen Blatthälfte der ÖK 170 Galtür gelegen) ist nach FLORINETH & FROITZHEIM (1994) der Übergang von ozeanischer Kruste des Valais-Ozeans zu kontinentaler Kruste des Iberia-Briançonnais-Mikrokontinents erhalten geblieben. Die kontinentale Kruste wird von Graniten (Tasnagranit) und damit verbundenem Kristallin aufgebaut. Darüber lagern triassische und jurassische Metasedimente eines flachmarinen Ablagerungsbereiches. Die ozeanische Kruste besteht aus serpenitisiertem Lherzolith (Serpentinit vom Piz Nair). Dieser wird als durch Ablagerungen freigelegter subkontinentaler Mantel interpretiert (FLORINETH & FROITZHEIM, 1994; MANATSCHAL et al., 2006). Der in der Kreide entstandene Kontinent-Ozean-Übergang ist von Neokomflysch, Tristel-Formation und Gaultflysch versiegelt. Da dieser Ablagerungsraum in der Ober-Kreide nicht von Turbiditen erreicht wurde, liegen darüber Couches Rouges mit Globotruncanen, gefolgt von paläogenem Tasna-Flysch (OBERHAUSER, 2007).

Im Hangenden der Tasna-Decke bildet die **Fimber-Zone** (nach FUCHS & OBERHAUSER, 1990) einen weiteren Bestandteil der Mittleren Penninischen Decken. Die Fimber-Zone enthält einerseits riesige Anteile klastisch-orogen geprägter, oberkretazischer bis paläogener Metasedimente („Höhere Flyschschiefer“ nach UCIK [1966] und THUM [1966], bzw. Bunte Bündnerschiefer im Sinne von OBERHAUSER [1983] und BERTLE [2002]). Andererseits bestimmen zahlreiche tektonische Schollen und Olistolithe den abwechslungsreichen Charakter dieser Melangezone (TOLLMANN, 1977; RING et al., 1990). Neben Tasna-Kristallin, Muschelkalk und Keuper-Gesteinen konnten auch Steinsberger Kalk, Posidonienschiefer, Idalpsandstein, Malm-Brekzien, Tithon-Neokomflysche, Tristel-Formation und Gaultflysch in den oft bunt zusammengesetzten Schollen der Fimber-Zone kartiert werden (FUCHS & OBERHAUSER, 1990; UCIK, 2004). Die im Bereich des aktuellen Kartenblattes an drei Orten innerhalb der Fimber-Zone angetroffenen winzigen Ophiolithe sind ebenfalls entweder als Olistolithe oder als tektonische Schürflinge des Idalp-Ophioliths (s. unten: Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen) zu betrachten. In diesem Zusammenhang sollte nicht unerwähnt bleiben, dass bereichsweise auch ophiolithischer Detritus (Basaltklasten und Chromspinell) in den Höheren Flyschschiefern gefunden wurde, der auf eine mögliche Aufarbeitung ozeanischer Kruste im Akkretionskeil hinweist (BERTLE, 2002). Als ursprünglicher Ablagerungsbereich der Fimber-Zone wird der an die Tasna-Hochzonen anschließende Kontinentalrand des Briançonnais oder der Randbereich des Piemont-Ligurischen Ozeans vermutet (OBERHAUSER, 2007; BERTLE, 2002).

Es ist zu beachten, dass (im Gegensatz zum Kartenblatt 170 Galtür) am aktuellen Kartenblatt die tektonisch höher positionierte Fimber-Zone von der tektonisch tiefer liegenden Zone von Prutz nicht abgetrennt werden konnte. Die Aufnahmen des Kartenblattbearbeiters F.H. UCIK zeigten vielmehr, dass sich die Fimber-Zone und die höheren Teile der Prutzer Zone zu einer Melangezone vereinigen (Zone von Prutz; s. oben).

Die im Paläogen in den verschiedenen oben besprochenen Mittleren Penninischen Decken wirksame alpine Metamorphose ist nicht exakt erforscht. Nach OBERHÄNSLI & GOFFE (2004) bzw. nach HÖCK et al. (2004) kann ihr Wirkungsbereich etwa mit Sub-Grünschiefer-Fazies bis untere Grünschiefer-Fazies angegeben werden.

5.1.1.3. Obere Penninische Decken (Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen)

Der Randbereich des Unterengadiner Fensters bis zur Basis der Ostalpinen Silvretta-Decke war lange Zeit hinsichtlich der Zuordnung der Gesteine in die einzelnen tektonischen Stockwerke problematisch. In Anlehnung an die bereits erschienene Geologische Karte GÖK 170 Galtür (FUCHS & OBERHAUSER, 1990) wurden die Subsilvrettiden Schollen dem Ostalpin zugeordnet und die Abtrennung der Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen von der Fimber-Zone entgegen der Meinung des Kartenblattbearbeiters F.H. UCIK durchgeführt. In diesem Zusammenhang sollte man auch die Fortsetzung der Arosa-Zone ins Unterengadiner Fenster und ihre tektonischen Grenzen bedenken, die bereits in der Vergangenheit von zahlreichen Autoren zum Teil kontrovers diskutiert wurden. Die einzelnen Elemente der Fimber-Zone und die Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen werden in Übersichtskarten meist mit der Arosa-Zone sensu stricto parallelisiert (TRÜMPY, 1972, 1980; OBERHAUSER, 1980, 2007). Die geologische Zusammensetzung der Arosa-Zone wurde von vielfältigen tektonischen Prozessen gesteuert. Die Arosa-Zone enthält sowohl Gesteine der ozeanischen Kruste als auch Gesteine der kontinentalen Kruste und Gesteine, die von paläozoischen bis turonen Sedimenten abgeleitet werden können. Dies lässt sich durch ihre Funktion als bedeutende Bewegungszone im Liegenden der Ostalpinen Decken erklären, die schon sehr früh, in der tieferen Ober-Kreide, zur Gänze in den Subduktionskanal gekommen ist (RING, 1989; RING et al., 1989, 1990).

Die nach zwei markanten Berggipfeln, die sich in der nordwestlichen Ecke des Kartenblattes 171 Nauders befinden, benannten **Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen** repräsentieren im Sinne von SCHMID et al. (2004) die Oberen Penninischen Decken. Ihre metamorphen Gesteine, die vom jurassisch-kretazischen Ozeanboden abgeleitet werden, sind die am besten erhaltenen Ophiolithe der Ostalpen (= Idalp-Ophiolith). Diese metamorphen Ozeanbodengesteine umfassen Ultrabasite, Metagabbros, metamorphe Pillowbasalte (s. Fototafel Abb. XVII) und Radiolarite sowie überlagernde tonige bis kalkige Metasedimente der Bünderschiefer-Gruppe (Ober-Jura bis Turonium). Der Idalp-Ophiolith wird durch einen aus der Silvretta-Decke stammenden Kristallinspan in eine südliche Flimspitz-Schuppe und eine nördliche Bürkelkopf-Schuppe geteilt (DAURER, 1980). Am aktuellen Kartenblatt treten die entsprechenden Gesteine im Bereich zwischen dem Grübelekopf und der Fließer Stieralpe auf und sind hier wiederum zum Teil mit der Silvretta-Decke (Ostalpin) verschuppt.

Wie alle Einheiten des Unterengadiner Fensters, so wurden auch die Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen im Paläogen von der alpinen Metamorphose erfasst. Diese erreichte Intensitäten, die dem Übergangsbereich der Hochdruck-Grünschiefer-Fazies zur Blauschiefer-Fazies entsprechen (~300°C und 7–9 kbar Druck) (SCHUSTER et al., 2004; HÖCK et al., 2004). In den Metagabbros sind darüber hinaus bereichsweise Relikte (Hornblenden) einer hochtemperierten ozeanischen Metamorphose nachweisbar (HÖCK et al., 2004).

5.1.2. Aspekte zum strukturellen Bau

Vereinfacht dargestellt bilden die Gesteine des Unterengadiner Fensters eine etwa NE-SW-streichende Antiform. Tatsächlich handelt es sich aber um eine kompliziertere Struktur. Der SW-Rand stellt wahrscheinlich eine SE-gerichtete Abschiebung dar, die in weiterer Folge steilgestellt und als Seitenverschiebung (Engadiner Lineament) reaktiviert wurde. Die Gesteine fallen zumeist gegen den Rand des Fensters ein, besonders am NE-Ende des Fensters, aber auch entlang des SE-Randes (auf den Blättern 145 Imst und 172 Weißkugel) sind die Lagerungsverhältnisse wesentlich komplizierter. Hier streichen die einzelnen Gesteinszonen bzw. tektonischen Einheiten keineswegs konzentrisch entlang des Fensterrahmens, sondern sind angeschuppt, keilen in verschiedenen Positionen aus, sind miteinander verschuppt oder werden am Kristallinrand abgequetscht (MATTMÜLLER, 1991).

Intern zeigen die tektonischen Einheiten eine unterschiedlich starke Deformation. Bereichsweise wie in der Pfundser Zone oder Tasna-Decke sind stratigraphische Abfolgen erhalten, während in den Melangezonen die Zusammenhänge weitgehend zerstört sind. Innerhalb der Pfundser Zone ist eine Großfalte mit horizontal liegender Achsenebene ausgebildet (BERTLE, 2004a).

Der Fensteranteil im Bereich des Kartenblattes ÖK 144 Landeck liegt am NW-Rand des Fensters und die prägende Schieferung fällt dementsprechend in allen Einheiten etwa gegen NW bis NNW hin ein. Trotz dieser einheitlichen Lagerung verlaufen die einzelnen Gesteinszüge auch hier nicht völlig parallel zum Rand des Ostalpins, sondern schwellen im streichenden Verlauf an oder keilen aus, sodass unmittelbar an der Grenze zur Silvretta-Decke immer wieder andere Lithologien anstehen. Wesentliche Abweichungen von diesem relativ einfachen Bau sind nur lokal an der Deckengrenze zu verzeichnen. In diesem Bereich sind Querverwerfungen vorhanden, die normal oder schräg zum allgemeinen Streichen der Gesteinszüge bzw. zum Fensterrahmen verlaufen. Die Störungen weisen Versatzbeträge bis zu mehreren hundert Metern auf und in deren unmittelbarer Nähe weichen auch die Lagerungsverhältnisse meist vom Großbauplan ab. Zu beobachten sind vor allem Schleppungen der Schichten. Derartige Situationen lassen sich unter anderem am Hauptkamm NE des Oberen Malfragkopfes, S des Masnerkopfes oder N des Lazidkopfes kartieren.

An der Hangendgrenze der Penninischen zu den Ostalpinen Decken vollzieht sich der lithologische Wechsel innerhalb weniger Meter. Die Grenzfläche wurde unter Bedingungen der untersten Grünschieferfazies bzw. Anchizone in der Oberkreide und im Tertiär gebildet. Außerhalb des Kartenblattes ist diese vor allem entlang des Engadiner Lineamentes als steilstehende Blattverschiebung reaktiviert oder überprägt.

5.1.3. Krustenstruktur der Alpen im Bereich des Unterengadiner Fensters

Im Zuge des NFP-20-Projektes zur Tiefenstruktur der Schweiz wurden Reflexionsseismik-Daten auch im westlichen Teil des Unterengadiner Fensters aufgezeichnet, ausgewertet und in Form eines Profilschnittes geologisch interpretiert (PIFFNER & HITZ, 1997). Das so entstandene detaillierte Bild der Krustenstruktur zeigt in rund 50 km Tiefe die nach SSE einfallende Europäische Moho. Darüber folgen der über 30 km mächtige kristalline Sockel des Vorlandes sowie keilförmige Strukturen, die als auf das Vorland überschobene Kristallindecken aufgefasst werden (= Helvetische und Subpenninische Decken im Sinne von SCHMID et al., 2004). Im Rahmen der Interpretation wurde ein tektonisches Modell entwickelt,

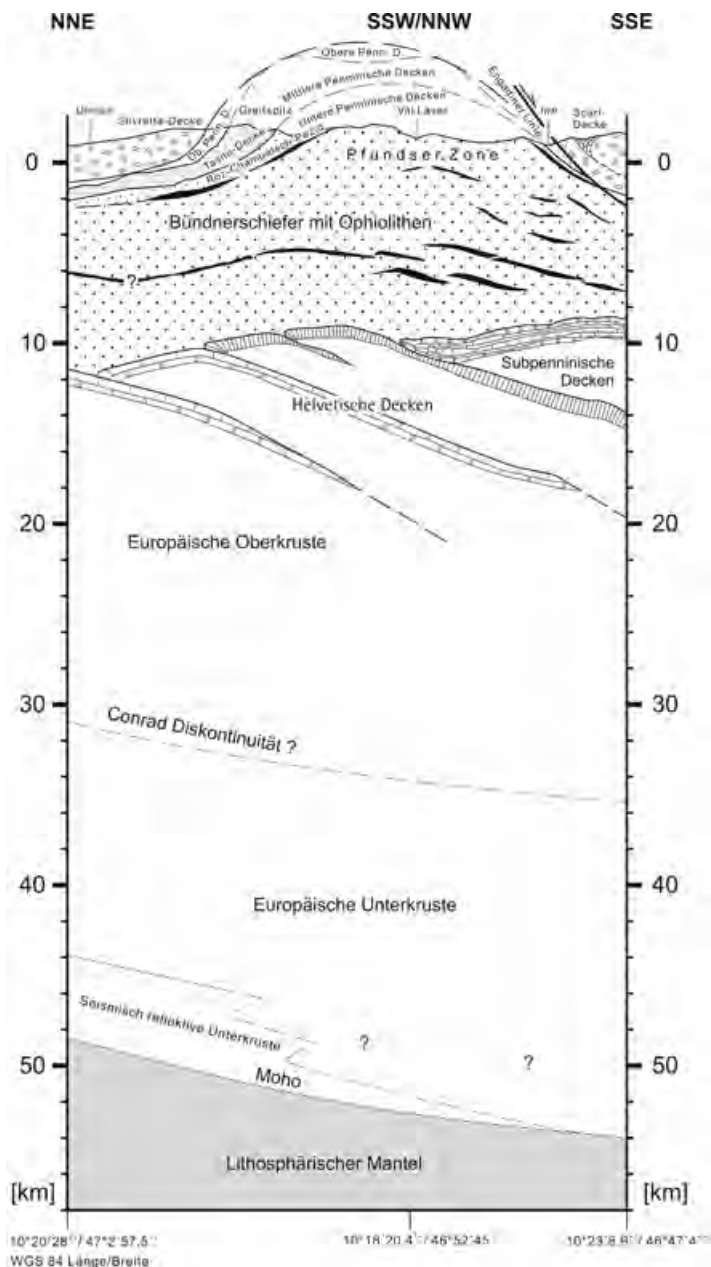


Abb. 3. Hypothetisches Querschnittsprofil der Krustenstruktur im Bereich des Unterengadiner Fensters, welches aus Oberflächengeologie und seismischen Profilen abgeleitet wurde (nach HITZ [1996] bzw. PFIFFNER et al. [1997] verändert).

welches die Bildung des Unterengadiner Fensters mit dem spättertiären Eindringen der imbrikierten Helvetischen und Subpenninischen Decken in die Oberkruste erklärt. Dies führt zur Entkoppelung und Deformation der darüberliegenden, aus Bündnerschiefern und Ophiolithen bestehenden Unteren Penninischen Decken sowie zu einer beträchtlichen Hebung und Extension des Fensterbereichs. Die so entstandene, bis zu 10 km mächtige, großmaßstäbliche Antiform im Kern des Unterengadiner Fensters wird an den Rändern von gering mächtigen Strukturen überlagert, die den Mittleren und Oberen Penninischen Decken zugeordnet werden können. Darüber folgt die Silvretta-Decke als lediglich wenige Kilometer dünne Platte (s. Abb. 3).

5.1.4. Bündnerschiefer-Gruppe

Diese übergeordnete lithostratigraphische Einheit umfasst einerseits Metasedimente, die im Penninischen Ozean südlich des Europäischen Schelfs abgelagert wurden, und andererseits die metamorphen Reste der magmatischen Gesteine der ursprünglichen ozeanischen Kruste (= Ophiolithe). Bei diesen handelt es sich hauptsächlich um tholeiitische Metabasalte und Prasinite, untergeordnet um gabbroide Gesteine. Weiters finden sich großteils serpentinierte Ultrabasite. Der Name Bündnerschiefer weist auf das Typusgebiet dieser Gesteine, Graubünden (Schweiz), hin. Als „Bündnerschiefer“ bezeichnete nämlich STUDER (1837) erstmals die Schiefervorkommen im Gebiet Prättigau – 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 Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe (Jura bis Paläogen) ist heute in den West- und Zentralalpen durch zahlreiche Fossilien biostratigraphisch gut bestimmt. In den Bündnerschiefern des Unterengadiner Fensters sind Fossilfunde, bedingt durch die Metamorphose und die deutliche Deformation, beachtenswerte Besonderheiten, die im Rahmen der in Kapitel 7. vorgenommenen Gesteinsbeschreibungen auch entsprechend gewürdigt werden.

5.2. Ostalpin

Das Ostalpin bildete nach der Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans im Jura den nordöstlichen Teil der Apulischen Kontinentalplatte. Im Zuge der alpidischen Kontinentkollisionen wurde es vom Mantel abgetrennt und liegt heute als Deckenstapel über den Penninischen Decken. Es lässt sich in ein Unter- und Oberostalpin untergliedern.

Im Bereich des Kartenblattes umfassen die Ostalpinen Decken nur geringe Reste an Unterostalpin in Form der Subsilyrettiden Schollen, während der überwiegende Teil nach SCHMID et al. (2004) dem Oberostalpin zuzurechnen ist. Letzteres umfasst die Silvretta-Decke (Silvretta-Seckau-Deckensystem), die Inntal-Decke (Tirolisches Deckensystem) und die Lechtal-Decke (Bajuvarisches Deckensystem). In der nordöstlichen Ecke des aktuellen Kartenblattes wird die Inntal-Decke von der Gosau-Gruppe (Muttekopfgosau) transgressiv überlagert.

5.2.1. Subsilyrettide Schollen (Unterostalpin)

Die Subsilyrettiden Schollen (HEIERLI, 1955) treten an der Deckengrenze zum Penninikum auf. Sie bestehen aus schwach metamorphen paläozoischen und triassischen Ablagerungen. In der Literatur herrscht Einigkeit darüber, dass es sich bei den Subsilyrettiden Schollen um Späne von Ostalpinen Decken handelt (HALDIMANN, 1975; TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; LAUBSCHER, 1988; NAGEL, 2006). Diese wurden im Paläogen bei der Subduktion des Penninikums von der Oberplatte abgesichert und im Subduktionskanal unterschiedlich weit mitgenommen.

Uneinig ist man sich über deren tektonische Zuteilung. In dieser Arbeit wird der Ansicht von GÜRLER & SCHMUTZ (1995) gefolgt, in der die Subsilvrettiden Schollen eine unterostalpine Position einnehmen.

5.2.2. Silvretta-Decke (inkl. Landecker Phyllitgneiszone) (Silvretta-Seckau-Deckensystem)

Die Silvretta-Decke ist der westlichste Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems und gehört zur tektonisch tiefsten oberostalpinen Einheit des ehemaligen proximalen Apulischen Schelfs, bezogen auf den Tethys-Ozean (SCHMID et al., 2004). Sie besteht aus den metamorphen Gesteinen des Silvretta-Kristallins (Silvretta-Komplex, Venet-Komplex und Landeck-Phyllit; s. Kapitel 5.2.2.1.), und transgressiv auflagernden oberkarbonen bzw. permotriassischen Sedimentgesteinen. Die Silvretta-Decke liegt als maximal 5 km dicke Platte auf den Einheiten des Unterostalpins und des Penninikums (s. oben).

Am Westrand der Decke – im Abschnitt zwischen Arosa, Davos und dem Prätigau – erkennt man, prächtig aufgeschlossen, wie die tektonisch tieferen Einheiten unter die Silvretta-Decke einfallen. Nahe der westlichen Deckengrenze im Gebiet von Gargellen (BERTLE, 1972; OBERHAUSER et al., 2007) erlaubt uns ein kleines tektonisches Fenster einen Blick auf die unterlagernden penninischen Einheiten, die am Ostrand der Silvretta-Decke im Gebiet des Unterengadiner Fensters wieder mit bedeutenden Mächtigkeiten zutage treten (s. Abb. 4. und Abb. 5). Im Südwesten bildet die Unterostalpine Err-Bernina-Decke das tektonisch Liegende der Silvretta-Decke, während ihre Südostgrenze durch eine markante Störung, das Engadiner Lineament, gebildet wird. Im Nordosten (östlich des Pillersattels und des äußeren Pitztales) wird die Silvretta-Decke von der Ötztal-Decke tektonisch überlagert. Den nordöstlichen Rand der Silvretta-Decke gegen die Nördlichen Kalkalpen bildet die Landecker Phyllitgneiszone, deren Gesteine alpidisch stark deformierte und retrograd überprägte (diaphthoritische) Teile des Silvretta-Kristallins (Venet-Komplex; s. Kapitel 5.2.2.1.) darstellen.

Die interne duktile Deformation der Silvretta-Decke entstand größtenteils während der variszischen Orogenese (s. Kapitel 6.). Die alpidische Überprägung erfolgte hauptsächlich an der Basis und an den Randbereichen der Decke, während die zentralen Bereiche kaum deformiert wurden. Lediglich im nördlichen Teil der Decke, in der Landecker Phyllitgneiszone, kann eine bedeutende alpidische Verkürzung und Verschuppung festgestellt werden. Das bedeutet, dass die Silvretta-Decke mehr oder weniger im Ganzen, als stabiler Körper, in den Deckenbau einbezogen wurde. Während der Abscherung von ihrem Untergrund im Zuge der eoalpinen Ereignisse entstanden nahe der heutigen Basis der Decke hin zu den Penninischen Decken des Unterengadiner Fensters und des Gargellen-Fensters bemerkenswerte Pseudotachylite (s. Kapitel 7., Legendennummer 119). Diesem Deformationsakt, der im gegenständlichen Untersuchungsgebiet wahrscheinlich in der mittleren Ober-Kreide erfolgte (THÖNI, 1988), ist auch die Bildung von Myloniten und Ultramyloniten zuzuordnen (MASCH, 1970; KOCH & MASCH, 1992).

Im südwestlichen Teil der Silvretta-Decke im Landwassergebiet und in der Duncanmulde (Graubünden) sind die ursprünglichen, den kristallinen Gesteinen transgressiv auflagernden, permotriassischen Gesteine (LEUPOLD, 1934; FURRER et al., 1992) noch erhalten geblieben. Während deren autochthone bis parautochthone Position als gut gesichert gilt, wurde die Beziehung der Silvretta-Decke zu den Nördlichen Kalkalpen lange Zeit hindurch kontrovers diskutiert. TOLLMANN (1977) begrenzte die Silvretta-Decke nämlich nördlich der permotriassischen Gesteine



Abb. 4.

Blick vom Arrezjoch gegen W.

Rechts der Bildmitte ist der Hexenkopf (3035 m) zu erkennen. Unmittelbar links der Bildmitte an der Basis des Gmaierkopfs (2914 m) erkennt man den Überschiebungsrand der Silvretta-Decke, der dann am Fuß des Hauptkamms der Samnaunberge zur rechten unteren Ecke des Bildes verläuft. Im Liegenden erkennt man die morphologisch sanfteren Einheiten des Unterengadiner Fensters mit dem Masnerkopf (2828 m) am linken Bildrand, der praktisch zur Gänze von Höheren Flyschschiefern der Fimber-Zone aufgebaut wird.

Foto: F.H. UČIČ.

der Zone von Puschlin und schrieb ihr eine eigenständige mittelostalpine Position zu, während er die „oberostalpine Landecker Phyllitgneiszone“ als Basis der Nördlichen Kalkalpen betrachtete. Andere Bearbeiter (AMANN, 1985; ROCKENSCHAUB, 1990) kamen zur Ansicht, dass südlich der Zone von Puschlin zwar eine wichtige tektonische Trennlinie ausgebildet ist, diese aber nicht als Deckengrenze erster Ordnung aufzufassen ist. Diese Autoren trennten beide Einheiten nicht in ein Mittel- und in ein Oberostalpin, wie es TOLLMANN vorschlug, sondern betrachteten die Landecker Phyllitgneiszone als Schuppenzone, die den Nordrand der Silvretta-Decke bildet. Die im Bereich des aktuellen Kartenblattes (GÖK 144 Landeck) gemachten Beobachtungen führten weiter zu der Vorstellung, dass die Lechtal-Decke des Bajuvarischen Deckensystems ein Teil der primären Sedimentauflage der Silvretta-Decke war. Im Zuge der eoalpinen Gebirgsbildung in der mittleren Ober-Kreide wurde die Lechtal-Decke von ihrem kristallinen Sockel getrennt und in den in Subduktion befindlichen Penninischen Raum verfrachtet. Die Abtrennung erfolgte oft im Bereich von Gipshorizonten und liegt in manchen Abschnitten an der permomesozoischen Basis, meist jedoch im Niveau der Reichenhall-Formation, bereichsweise aber auch in der Nordalpinen Raibl-Gruppe. Viele Unter-Trias- und vor allem die grobklastischen Perm-Gesteine dokumentieren aber noch den ehemaligen Zusammenhang der Lechtal-Decke und der Silvretta-Decke, die wie schon einleitend erwähnt dem proximalen Schelf der Apulischen Platte entstammen.

Der nördliche Teil der Silvretta-Decke, die Landecker Phyllitgneiszone, wurde wie schon oben angedeutet alpidisch stark beansprucht, was in ihrem Großfaltenbau (Venet-Antiform; ROCKENSCHAUB & THEINER [1984], ROCKENSCHAUB [1993]; s. auch Kapitel 12.2.) sowie in einer durchgreifenden Verfaltung, Zerscherung und Diaphthorose ihrer Gesteine zum Ausdruck kommt. Die Temperaturen während dieser Überprägung (ca. 300°C bis 350°C) konnten mit Hilfe der Blockingtemperaturen (Hellglimmer und Biotit K/Ar- bzw. Rb/Sr-Datierungen) und aufgrund von

Mineralneubildungen (Pyrophyllit, Paragonit, Stilpnomelan und Chloritoid) ermittelt werden (AMMAN, 1985, 1993). Die gesamte Landecker Phyllitgneiszone und ihr Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen werden in etlichen Abschnitten durch einen Bau aus eng gepressten und vielfach zerscherten Falten gekennzeichnet. Diese alpinen Faltenstrukturen streichen meist W–E, die zugehörige Achsenebenenschieferung fällt steil gegen N oder S ein. Ein ebensolcher extrem deformierter Bereich ist jener der Zone von Puschlin (s. 5.2.2.2.), die ursprünglich als eine südlich an die Venet-Antiform anschließende Synform angelegt worden sein dürfte und im Zuge der zunehmenden Deformation vollkommen zerschert wurde.

5.2.2.1. Silvretta-Kristallin (Landeck-Phyllit, Venet-Komplex und Silvretta-Komplex)

Der bei weitem überwiegende Teil der Silvretta-Decke wird von z. T. polymetamorphen kristallinen Gesteinen aufgebaut, die seit langem von der Geologenschaft mit dem informellen lithostratigraphischen Begriff Silvretta-Kristallin zusammengefasst werden. Im südlichen und mittleren Teil der Silvretta-Decke vor allem auf Schweizer Gebiet, aber auch im Bereich der Kartenblätter GÖK 169 Partenen und GÖK 170 Galtür sind Orthogneise und Amphibolite die bei weitem dominierenden Lithologien des Silvretta-Kristallins. Die Orthogneise stellen in diesen Abschnitten mit über 50 % die Hauptmasse der vorkommenden Gesteine. Während die Amphibolite lokal ebenfalls mit bis über 30 % am Aufbau beteiligt sind, spielen die Metasedimente in diesem Bereich eine nur untergeordnete Rolle. Die verschiedenen Gesteine formen einerseits langgestreckte Züge, die das Kristallin untergliedern und intern strukturieren, andererseits markieren sie großräumige Falten um durchwegs steilstehende Achsen (= Schlingentektonik). Im Nordostteil der Silvretta-Decke, insbesondere am aktuellen Kartenblatt, sind Metasedimente die dominierenden Lithologien des Silvretta-Kristallins. Orthogneise und Amphibolite bilden hier meist nur noch schmale Lamellen innerhalb der verschiedenen Glimmerschiefer- und Paragneisarten. Die Strukturprägung, vor allem die interne duktile Deformation und die Metamorphose des Silvretta-Kristallins erfolgten im Zuge variszischer und permischer tektonometamorpher Ereignisse. Die in den verschiedenen Bereichen, z. T. auch zeitlich versetzt, wirkenden Metamorphosebedingungen können mit Eklogitfazies und/oder Amphibolitfazies oder Grünschiefer-Amphibolit-Übergangsfazies angegeben werden (s. Abb. 5. sowie Fototafel Abb. XIX, XXI, XXII). Die Intensitäten und die Auswirkungen der eopinen und der alpinen Metamorphose waren hingegen nur gering, daher sind in weiten Bereichen des Silvretta-Kristallins die Mineralparagenesen der voralpinen Metamorphose(n) nahezu unverändert erhalten geblieben. Lediglich der Nordrand des Silvretta-Kristallins östlich des Arlberggebietes zeigt eine bisweilen starke retrograde Überprägung, die mehr oder weniger kontinuierlich von Westen gegen Osten zunimmt. Diese entlang der Zone von Puschlin scharf begrenzten, in einigen anderen Abschnitten aber keineswegs scharf abgrenzbaren retrograden Anteile des Silvretta-Kristallins wurden seit den ersten Bearbeitern des vorigen Jahrhunderts mit den tektonischen Begriffen „Landecker Phyllitgneiszone“ (bzw. „Landecker Quarzphyllitzone“) zusammengefasst. In diesen „Zonen“ treten verschiedene Granatglimmerschiefer, Feldspatblastenschiefer und Paragneise auf, die allesamt bereichsweise phyllonitisiert (diaphthoritisert) wurden (s. Fototafel Abb. XXIII, XXIV). Weiters sind Muskowitgranitgneise, Aplitgranitgneise und einzelne Amphibolite enthalten.

Die Einbindung der mit dem tektonischen Terminus „Zone“ versehenen Einheiten in die moderne lithostratigraphische Nomenklatur stellt ein Problem dar, welches unweigerlich zu Begriffsverwechslungen führt, und ist daher nach den redak-

tionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt nicht zulässig. Daher werden im nachfolgenden Text die Gesteine der „Landecker Phyllitgneiszone“ bzw. der „Landecker Quarzphyllitzone“, die die retrograd überprägten Gesteine des Silvretta-Kristallins umfassen, mit dem neuen lithostratigraphischen Namen Venet-Komplex zusammengefasst. Die im nördlichsten Teil der Silvretta-Decke unmittelbar an der Basis der Kalkalpen lagernden, primär schwächer metamorphen, prograden, grünschieferfaziellen hellen Phyllite (65) mit präalpidischem Kontakt zu den höher metamorphen Gesteinen des Silvretta-Kristallins werden im nachfolgenden Text als Landeck-Phyllit bezeichnet.

Die Gesteine des Silvretta-Kristallins sensu stricto, die einer starken, vormesozoischen Metamorphose unterworfen waren und in denen trotz der nachfolgenden eoalpinen und alpinen tektonometamorphen Prozesse die Mineralparagenesen der mittel- bis hochgradigen, voralpinen Metamorphose nahezu unverändert erhalten geblieben sind, werden Silvretta-Komplex genannt.

5.2.2.2. Zone von Puschlin

Die Zone von Puschlin wurde erstmals von HAMMER (1922) kartiert. Es handelt sich um eine Zone heftiger alpidischer Deformation, die zahlreiche Linsen permotriassischer Gesteine sowie etliche größere Kataklasitvorkommen enthält. TOLLMANN (1977) betrachtete sie als Deckengrenze erster Ordnung, begrenzte die Silvretta-Decke nördlich der Zone von Puschlin und schrieb der Silvretta-Decke eine eigenständige mittelostalpine Position zu. Die „oberostalpine Landecker Phyllitgneiszone“, die er als Basis der Nördlichen Kalkalpen anerkannte, setzt unmittelbar nördlich der Zone von Puschlin ein. Andere Bearbeiter (AMANN, 1985, ROCKENSCHAUB, 1990) kamen zur Ansicht, dass die Zone von Puschlin zwar eine wichtige tektonische Trennlinie darstellt, entlang dieser aber lediglich zwei Teile der Silvretta-Decke aneinandergrenzen, die von unterschiedlicher Metamorphose geprägt wurden.

Diese tektonische Zone kann vom Harbweiher, der östlich von Puschlin am Kartenblatt ÖK 145 Imst liegt, ins Inntal südlich der Pontlatzer Brücke (Kote 863 m) verfolgt werden. In weiterer Folge kann sie über die Schöne Aussicht (Kote 1487 m) ins Gebiet des Runsegger Walds kartiert werden (ROCKENSCHAUB, 1985). Ihre weitere E-W-streichende Fortsetzung erreicht dann im Urgtal nahe der Landecker Schihütte (Kote 1766 m) den Bereich des aktuellen Kartenblattes (GÖK 144 Landeck), wo sie über die Nordostflanke des Gatschkopfs (Kote 2588 m) und die Nordflanke des Thialkopfs (Kote 2398 m) weiter bis zur Giggler Alm erfasst wurde. Zum Talgrund des Paznaunales bis Gfällhaus hin läuft die Zone von Puschlin allmählich aus. Westlich des Paznaunales in der nördlichen Verwallgruppe lassen sich weder lithologische Hinweise (permomesozoische Deckenscheider) noch geochronologische Hinweise (Glimmeralter) finden, die eine Fortsetzung der Zone von Puschlin in der von TOLLMANN postulierten Weise rechtfertigen würden (s. auch AMANN, 1985; ROCKENSCHAUB, 1990).

Es ist zu beachten, dass auch nördlich der Zone von Puschlin bis zum Südrand der Kalkalpen Perm- und Unter-Trias-Gesteine geringer flächenmäßiger Ausdehnung den Gesteinen des Venet-Komplexes auflagern (s. Kapitel 7., Legendenummer 60).

5.2.2.3. Stanzertal-Störung

Die Stanzertal-Störung ist eine breite Störungszone, die die Lechtal-Decke (s. unten) im Norden und die Silvretta-Decke (s. oben) im Süden trennt. Sie besteht aus einem Bündel steil S-fallender bis steil N-fallender, ENE-

OSTALPIN

Oberostalpin

Gosau-Gruppe ("Muttekopf-Gosau", Gosau NE von Grins, Ober-Kreide)

Nördliche Kalkalpen

Krabachjoch-Decke

Inntal-Decke (Tirolikum)

Lechtal-Decke (Bajuvarikum)

Allgäu-Decke (Bajuvarikum)

Silvretta-Decke (Silvretta-Seckau-Deckensystem)

Sedimente der Zone von Puschlin

Venet-Komplex inkl. Landeck-Phyllit

Silvretta-Kristallin (Silvretta-Komplex) mit Schlingenbau im zentralen Bereich

Scarl-Decke (Silvretta-Seckau-Deckensystem)

Sedimente (Unterengadiner Dolomiten)

Sesvenna-Kristallin mit Schlingenbau

Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Sedimente (Piz Lad, Endkopf)

Ötztal-Kristallin (Ötztal-Stubaier-Komplex) mit Schlingenbau im zentralen Bereich

Unteroostalpin

Subsilvrettide Schollen

PENNINIKUM

(Unterengadiner Fenster)

Obere Penninische Decken: Bürkelkopf- und Filmspitz-Schuppen

Mittlere Penninische Decken: TA Tasna-Decke, FP Fimber-Zone (inkl. Zone von Prutz)

Untere Penninische Decken: Pfundser Zone und Zone von Roz-Champatsch-Pezid

Störung (gesichert, vermutet)

Seitenverschiebung

Deckengrenze

Schüppengrenze, überkippt

Miozäner Ausstrich der Ötztal-Decke über dem Unterengadiner Fenster (nach MATTMÜLLER, 1991)

EL Engadiner-Lineament

F Fallesin-Klippe

G Griestalerspitz-Klippe

H Hasenfluh-Klippe

K Karhorn-Klippe

L Larsenn-Scholle

MÜ Mohnenfluh-Überschiebung

SÜ Saxerspitz-Überschiebung

SBL Starckenbach-Linie

STL Stuben-Linie

STS Stanzertal-Störung



Silvretta-Kristallin (Silvretta-Komplex) Bereiche mit permischen Pegmatiten

Eklogit im Silvretta-Kristallin (Silvretta-Komplex)

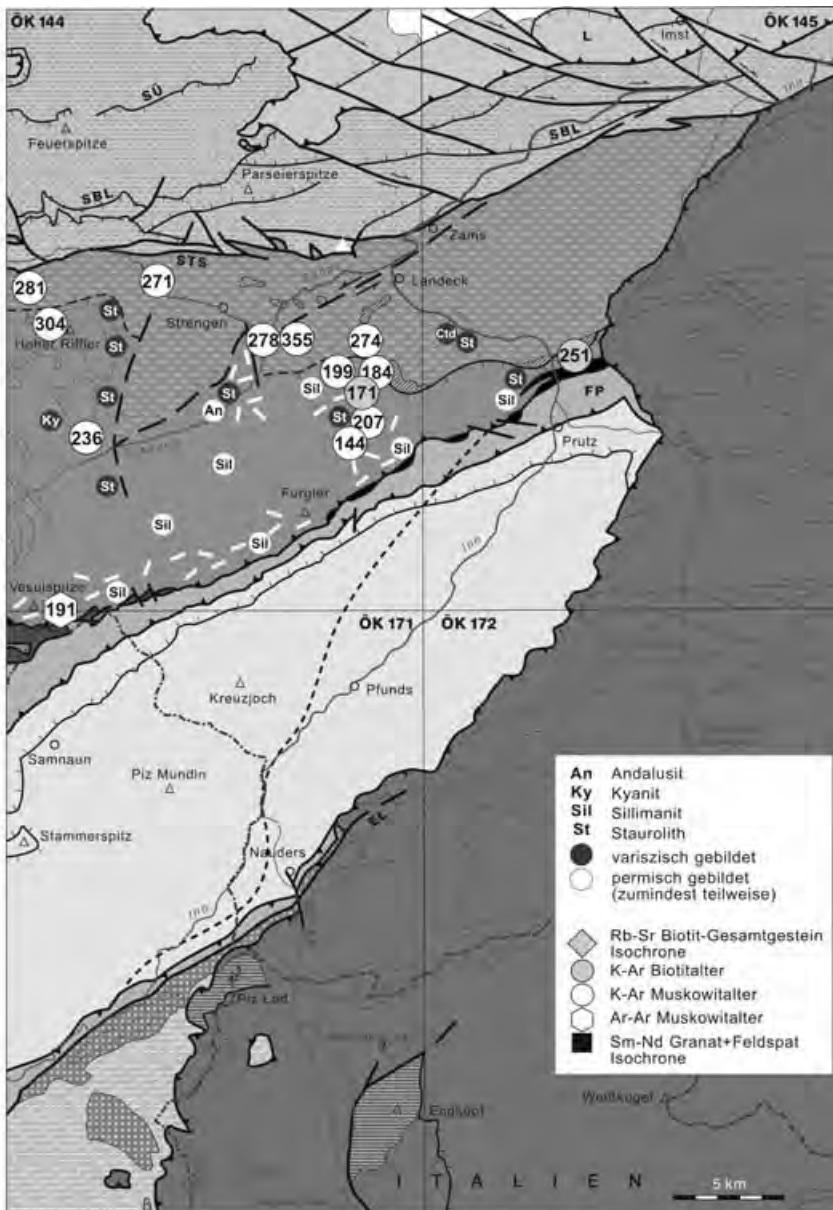


Abb. 5. Tektonische Übersicht des Kartenblattes GÖK 144 Landeck und angrenzender Gebiete. Im Bereich der Silvretta-Decke ist das Auftreten bestimmter Indexminerale sowie die Verteilung von Altersdaten (Zahl in Millionen Jahren) angegeben. Verwendet wurden Daten von AMANN (1985), FLISCH (1986), KRECZY (1981), SPIESS (1987), SCHUSTER et al. (2001) und THÖNI (1981).

bis WNW-streichender Störungen, die sich von Landeck durch das gesamte Stanzertal und über den Arlberg mehrere Zehnerkilometer bis ins Klosters tal erstrecken und denen das Stanzertal und der Arlbergpass ihre Entstehung verdanken. Augenscheinlichste Äußerung der Störungszone ist die über weite Bereiche anhaltende extreme Schieferung und Zerschering des Landeck-Phyllites und dessen Verschuppung, einerseits mit permotriassischen Schichtgliedern (Alpiner Verrucano und Alpiner Buntsandstein) der Nördlichen Kalkalpen und andererseits mit den Glimmerschiefern, Paragneisen, Muskwitgranitgneisen und Amphiboliten des Venet-Komplexes. Diese Erkenntnisse wurden in obertägigen Aufschlüssen beispielsweise in den Gräben der orographisch linken Talseite des Stanzertales und Untertage im Zuge des Baus des Strenger Tunnels gewonnen. STINGL (1984) und POLESCHINSKI et al. (2004) konnten nachweisen, dass es sich hierbei um eine nachträgliche kompressive Überprägung und laterale Zerschering ursprünglicher Syn- und Antiformen handelt. Beim Bau des Perjentunnels und des Strenger Tunnels äußerte sich die überwiegend spröde Stanzertal-Störung über eine Breite von mehreren hundert Metern. Es zeigten sich distinkte zentimeter- bis meterbreite Störungsbahnen mit begleitender Zertrümmerung (Kataklastite) der Gesteine, die mit weniger gestörten, jedoch stark geklüfteten Gesteinsabschnitten wechseln. Die eigentliche Grenze Silvretta-Decke / Lechtal-Decke wurde im Perjentunnel angefahren und ist durch eine 20 m breite, extrem zerscherte, schluffige Fault Gouge führende Zone mit Dolomitklasten gekennzeichnet (KÖHLER, 1983).

Die Stanzertal-Störung war während verschiedener tektonischer Phasen der alpidischen Gebirgsbildung aktiv. Auf den generell S-fallenden Schieferungsflächen des Landeck-Phyllites wurden im Abschnitt Flirsch – Landeck ESE-streichende Streckungslineare gemessen, die möglicherweise im Zuge der eoalpinen WNW-Bewegung gebildet wurden (in diesem Zusammenhang ereignete sich auch die schwache grünschieferfazielle Metamorphose [ca. 300–350°C] des Landeck-Phyllites [EISBACHER & BRANDNER, 1996]; es ist zu beachten, dass durch diese Metamorphose die präalpinen Glimmerschiefer und [Para]gneise des Venet-Komplexes retrograd überprägt wurden). Weiters zeigen die Schieferungsflächen flexurelle Knickfalten mit WNW-ESE-streichenden Achsenebenen. Diese Strukturen und NNE-SSW-streichende Faserkristallite von Quarzen zeigen eine Deformation am Übergang spröde-duktil an. Die entsprechende Kompression in NNE-SSW-Richtung lässt sich mit der eozänen bis oligozänen Einengungsphase im Zuge der Kollision der Adriatischen mit der Europäischen Platte in Verbindung bringen. Zusätzliche Einengung erfolgte durch die miozäne Aufschubung von Ötztal- und Silvretta-Decke auf die Nördlichen Kalkalpen (s. Kapitel 6.). Vermutlich überlagern sich hier eozäne bis miozäne Einengungsstrukturen. Diese steilen Aufschubungen finden sich auch im gesamten, nach Norden aufgekippten Südrand der Kalkalpen (s. auch Abschnitt Starkenbach-Linie). Konjugiert dazu finden sich NW- bis WNW-streichende dextrale (v. a. in den Kalkalpen) und NE- bis ENE-streichende sinistrale Seitenverschiebungen (vgl. auch POLESCHINSKI et al., 2004). Die Häufigkeit der NE-streichenden Strukturen im vorderen Stanzertal und im Inntal zwischen Landeck und Imst verursachte die Talanlage und vermutlich auch jene des äußersten Paznauntales. Letztlich wird die Stanzertal-Störung bei Landeck sinistral um mehrere Kilometer nach NE bis zum Risselbach westlich Schönwies versetzt (vgl. Abb. 5, Tekt. Übersichtsskizze). Die Stanzertal-Störung ist noch geringfügig rezent aktiv, wie häufige, schwache Erdbeben im Raum Landeck – Zams belegen (s. Kapitel 8.).

5.2.3. Nördliche Kalkalpen

In diesem einleitenden Kapitel werden einerseits die Decken der westlichen Nördlichen Kalkalpen genannt und andererseits das rheologische Verhalten bestimmter Lithologien während polyphaser Deformation im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung aufgezeigt.

In ihrem westlichsten Abschnitt umfassen die Nördlichen Kalkalpen das Bajuvarische und das Tirolische Deckensystem. Die hochbajuvarische Lechtal-Decke ist im N auf die tiefbajuvarische Allgäu-Decke überschoben und wird von den tektonisch höchsten Einheiten dieses Gebietes, der tirolischen Inntal- und der Krabachjoch-Decke, überlagert (TOLLMANN, 1969, 1976b, 1985; OBERHAUSER, 1998; SCHMID et al., 2004). Die bajuvarischen Decken der Nördlichen Kalkalpen lassen sich nach W bis ins Rätikon verfolgen, wo sie in Form von nach W aushebenden antiklinalen Halbfernern und synklinalen Halbklippen enden (EISBACHER & BRANDNER, 1995). Die Allgäu-Decke und kleine assoziierte Stirnschuppen (Cenoman-Randschuppe, Falkenstein-Zug) sind auf die Arosa-Zone, auf die Decken der Rhenodanubischen Flyschzone und auf die Helvetischen Decken überschoben (SCHWERD et al., 1996; MAY & EISBACHER, 1999). Am Südrand der Lechtal-Decke sind lokal oberkarbone (Kristbergsschichten; Montafon) und permische Sedimentgesteine erhalten, die den ursprünglichen Verband dieser Gesteine und der Kristallingesteins-Komplexe der Silvretta-Decke belegen (s. auch Kapitel 5.2.2., 5.2.2.1. und 5.2.2.2.). Die heutige tektonische Grenze zwischen der Silvretta-Decke und der Lechtal-Decke ist das Produkt der eoalpinen und alpinen Ereignisse (AMPFERER & HAMMER, 1911; AMPFERER, 1930; ROCKENSCHAUB et al., 1983; EISBACHER et al., 1990; EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; MAY & EISBACHER, 1999).

Die zuvor genannten tektonischen Ereignisse deformierten den mehrere Kilometer dicken, inhomogenen Schichtstapel der Nördlichen Kalkalpen und führten hier zur Formung von Falten-, Überschiebungs- und Seitenverschiebungssystemen, die in Abhängigkeit von Schichtdicke, -kompetenz und Fazies verschiedene Deformationsmuster bilden. Dabei bestimmte das starre mechanische Verhalten der Wettersteinkalkplattformen und der mächtigen Hauptdolomitfolge den Baustil. Verfallung, Zerschierung und Stapelung dieser starren Körper vollzogen sich durch Abscherung entlang von mechanisch inkompetenten, mergelig-tonigen bis evaporitischen Schichten. Als Hauptabscherhorizonte fungierten die Rauwacken der Reichenhall-Formation, die Tonschiefer und Rauwacken der Nordalpinen Raibler Schichten, die Seefeldler Schichten, die Beckensedimente der Kössener Schichten, die Manganschiefer der Allgäuschichten sowie die Lechtaler Kreideschiefer. Isoklinal- und Spitzfaltung im Meter- bis Zehnermeter-Bereich ist kennzeichnend für alle mergelig-tonigen Schichten (EISBACHER & BRANDNER, 1995).

5.2.3.1. Lechtal-Decke (Bajuvarikum)

Die Lechtal-Decke nimmt den Großteil der westlichen Nördlichen Kalkalpen ein. Sie besteht aus einer oberkarbonen (?) bis kretazischen Schichtfolge, die im Zentrum zu einer breiten Synklinale verformt ist („Lechtaler Hauptmulde“ sensu TOLLMANN [1970a, 1976b]; „Zürser Synklinorium“ sensu MAY & EISBACHER, [1999]). Die älteren Schichtglieder sind nur am Südrand der Nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen. Typisch für die Lechtal-Decke sind mächtig entwickelte und weit verbreitete, jurassische und kretazische Beckensedimente und Tiefschwellensedimente („Zürser Schwelle“). Das jüngste Schichtglied stellt die mittelkretazische, synorogene, klastische Lech-Formation (Lechtaler Kreideschiefer) dar. Die Lech-Formation ist von der Inntal-Decke überschoben worden. MAY (1998) konnte nachweisen, dass ehemalige Klippen und Schuppen (Pimig-Schuppe,





Abb. 6a & b.
 6a: Geologisch-tektonische Übersicht der westlichen Lechtaler Alpen.
 6b: Lage wichtigster jurassischer Abschiebungen am steil N-fallenden bis überkippt S-fallenden S-Rand der Lechtal-Decke entlang des Kloster- u. Stanzertales.
 Nach MAY & EISBACHER (1999).

Stanskogel-Schuppen, Roggspitze, auf ÖK 143 St. Anton) syndementär als Schollen im Zuge des Inntal-Deckenvorschubes in das Becken der Lech-Formation eingegliedert und eingesedimentiert worden sind (s. Abb. 6a/b). Kennzeichnend für den Baustil der Lechtal-Decke sind mehrere große E-W- bis ENE-WSW-streichende Falten- und NW- bis N-vergente Überschiebungsstrukturen sowie Rücküberschiebungen nach S (Burkkopf-, Starkenbach-Überschiebung). Der Südrand der Lechtal-Decke ist von zahlreichen steilen Blattverschiebungen und alten Abschiebungen durchsetzt (s. unten). Die Überschiebung der Lechtal- auf die Allgäu-Decke zeigt nach NE zunehmenden Versatz (im Hornbach-Fenster mindestens 23 km [TOLLMANN, 1976b]) und stößt bis fast an den nördlichen Alpenrand vor. Im Zentrum, im S und SE wird die Lechtal-Decke von der Inntal-Decke und Krabachjoch-Decke mit ihren Klippen überlagert (Falltafel 3B).

5.2.3.1.1. Internstrukturen der Lechtal-Decke

Der Südrand der Lechtal-Decke (vgl. Falltafel 3B und 5)

Dieser Bereich fällt durch eine großflächige inverse Lagerung aller Schichtglieder auf; zentrales Bauelement ist ein breiter Zug der Lech-Formation, der nach E bis zur Dawinscharte (2650 m) verfolgbar ist und dort an einer steil S-fallenden Störung, der „Dawinscharten-Störung“ WESTRUPS (1970), schräg abgeschnitten ist. Nach NE versetzt, findet die Lech-Formation N der Parseierspitze (3036 m) in dem E-W-streichenden Patrol-Synklinorium (s. unten) ihre Fortsetzung und verschwindet W der Oberlochalpe (1799 m) endgültig. Die Lech-Formation liegt im N über weite Strecken an steil S-fallender Störung auf Hauptdolomit und Kössen-Formation, am Griebmuttekopf (2772 m) auch auf Allgäu- und Ruhpolding-Formation. Im S taucht die Lech-Formation ebenso an steil S-fallender Störung unter eine unvollständige, inverse Triasfolge ab. Während die „Nordrandbegrenzung“ der

Lech-Formation in E-W-Richtung durchstreicht, besteht die Südbegrenzung aus einem komplexen System von steilen E-W- und NW-SE-streichenden Störungen. An diesen erfolgen Schrägzuschnitte der triassischen Schichtfolge: Beispielsweise reduziert sich der Hauptdolomit, der N von Stans noch in voller Breite entwickelt ist, S der Dawinscharte auf wenige hundert Meter und wird NE von Flirsch (1154 m) schräg abgeschnitten: erst SW der Ansbacher Hütte (2376 m) zieht der Hauptdolomit in reduzierter Mächtigkeit bis N von Pettneu (1222 m) weiter, wo er weiter westlich abermals abgeschnitten ist. Dazwischen grenzen der Alpine Muschelkalk, die Partnach-Formation und der Wettersteinkalk und -dolomit sowie die Nordalpine Raibl-Gruppe in wechselnder Mächtigkeit an die Lech-Formation im N. Diese Südrandstörung der Lech-Formation schneidet also nach E sukzessive schräg in ältere Schichten hinab und endet vermutlich in der Reichenhall-Formation. AMPFERER (1932), WESTRUP (1970) und TOLLMANN (1976b) sahen darin schräge Aufschiebungen der Südscholle auf die Lech-Formation. E des Grießbaches im Gebiet der Eisenspitze (2859 m) wird die Lech-Formation sukzessive von älteren Schichten (Ammergau-, Ruhpolding- und Allgäu-Formation – Eisenspitzbrekzie) invers überlagert. Es fällt hierbei eine durch NW-SE-Störungen nach SE dextral abtreppende Schichtserie (Eisenspitze) auf. Dieses strukturelle Kartenbild und dessen wiederholtes Auftreten entlang des gesamten Stanzertales sowie fazielle und strukturelle Befunde (Eisenspitzbrekzie [ACHTNICH, 1982]; abrupter Übergang von Jura-Schwellenfazies in Jura-Beckenfazies) bewogen MAY (1998) hier ein großes, gestaffeltes, jurassisch-kretazisches Abschiebungssystem nach E zu sehen (s. Abb. 6a/b). Diese Abschiebungen wurden später mehrfach reaktiviert, sind jedoch in ihrem Grundmuster heute noch durch die Steilstellung der Schichten als umgeklappte Profile erkennbar. Beispiele hierzu sind auch das E-W-streichende „Blankspitz-Abschiebungssystem“ und weiter E die „Lattenbach-Störung“, die von Juraschürflingen begleitet sind. Diese Störungen werden laut MAY (1998) von der Lech-Formation teilweise mit diskordanten, synsedimentären Kontakten plombiert. Anschließend fand durch die eoalpine NW-SE-Einengung eine partielle Reaktivierung der Abschiebungen und der sie lateral begrenzenden Störungen als Aufschiebungen und Transfer-Störungen statt. Dabei wurden die Abschiebungen auch gefaltet (s. MAY, 1998). Die neogene NNE-SSW-Einengung verursachte die Rotation des gesamten Südrandes der Nördlichen Kalkalpen um horizontale Achsen nach N. An N-S- bzw. NNE-SSW-Störungen fanden sinistrale Versätze von wenigen hundert Metern statt.

Starkenbach-Linie

Die Lech-Formation der südlichen Lechtaler Alpen grenzt im N an steiler, teils S-fallender, teils N-fallender Störung an den Hauptdolomit, die Kössen-Formation und lokal an die Ammergau-, Ruhpolding- und Allgäu-Formation (Grießmuttekopf, Ansbacher Hütte). Diese als „Starkenbach-Linie“ (AMPFERER, 1932; SARNTHEIN, 1962; WESTRUP, 1970) oder „Starkenbach-Rücküberschiebung“ (EISBACHER & BRANDNER, 1995) bekannte Störung ist eine Überschiebung innerhalb der Lechtal-Decke, die in E-W-Richtung mehr als 20 km verfolgbar ist. Zumeist ist diese Aufschiebung steil N-fallend, mit eindeutiger Bewegung der Hangendscholle (Hauptdolomit) von N nach S (WESTRUP, 1970; AMPFERER, 1932). Zwischen Flirsch und Pettneu wurde die Starkenbach-Linie zu einer inversen, steil S-fallenden Struktur um über 90° nach N aufgebogen. Dadurch scheint heute die Lech-Formation steil nach N auf Hauptdolomit aufgeschoben, was sie in geringem Umfang auch ist. Vom Schnanner Tobel nach E fällt die Störung steil nach N ein und ist hier auch verfault. Im Schnanner Tobel, Reittobel, Grießbach und an der Bärenscharte

(2555 m) ist die Starkenbach-Linie bis 1000 m sinistral nach SW verschoben, bei Pettneu und bei der Oberlochalpe dextral nach SE versetzt (WESTRUP, 1970; MAY, 1998; MAY & EISBACHER, 1999; EISBACHER & BRANDNER, 1995).

An der Starkenbach-Linie findet auch ein Metamorphosesprung zwischen Hangend- (höhere Metamorphose) und Liegendsscholle statt (PETSCHIK, 1989). Die Hangendsscholle zeigt im gesamten E-W-Verlauf einen flachen Schrägzuschnitt: vom Inntal (ÖK 145, Imst) bis E des Silbersattels (2116 m) bilden die Abfolge Alpiner Muschelkalk bis Wettersteinkalk, W vom Silbersattel bis zur Bärenscharte die Nordalpine Raibl-Gruppe die Basis der Hangendsscholle; weiter westlich überschiebt der Hauptdolomit die Lech-Formation.

In der Liegendsscholle der Starkenbach-Überschiebung sind mehrere ausgeprägte Großfaltenstrukturen hervorzuheben, die auch die große Mächtigkeit und Breite des Hauptdolomits zwischen Zammer Loch und Augsburger Hütte (2289 m) bedingen; teilweise liegt der Hauptdolomit überkippt vor. Eine kleine E-W-streichende Antiklinale ist am Wannenkopf (2821 m), eine kleine Synklinale N und S davon (Rauher Kopf, 2811 m) entwickelt. Nach S werden diese Großfalten von einer großen E-W-streichenden, steil S-fallenden Störung, die über das Brandjöchl (2045 m) zieht, begrenzt („Honigtal-Störung“ – Aufschiebung nach WESTRUP [1970]) (s. Falttafel 3B).

Dawin-Synklinale (s. Falttafel 5)

W des Wannenkopfs ist eine nach E aushebende Synklinale mit Oberrhätkalen und Resten von Allgäu-Formation ausgebildet. Diese nach WSW allmählich abtauchende Dawin-Synklinale zeigt somit in diese Richtung eine zusehends vollständige Schichtfolge. Nach N begrenzt die Dawinscharten-Störung, eine steile Aufschiebung nach S (WESTRUP, 1970), über 4 km die Dawin-Synklinale gegen die Parseierspitz-Antiklinale (s. unten); sie ist für die weitgehende Amputation des Synkinalen-N-Flügels verantwortlich (Dawinscharte); der Südflügel ist W des Gaisltales invers gelagert. Im Meridian des Gatschkopfs (2945 m) ist die Synklinale beidseitig von Oberrhätkalen zugeschoben (vgl. TOLLMANN, 1976b).

Weiter W im Flirscher Parseier wird der inverse S-Flügel der Dawin-Synklinale von der Eisenspitze aufgebaut. Typisch hierfür sind auch zahlreiche NW-SE-streichende dextrale Störungen mit Versatzbeträgen von maximal 400 m. Nach W dünnt die Schichtfolge des Südflügels stark aus (s. MAY, 1998).

Grießmuttekopf-Synklinorium

Im Bereich des Grießmuttekopfes (2772 m) tritt ein enger und komplexer Falten- und Überschiebungsbau auf, der W des Grießbaches nur noch in der Lech-Formation sichtbar ist („Almajurmulde“ sensu TOLLMANN [1970a]). Am Grießmuttekopf-Südhang ist eine kleine Synklinale in kretazischen Schichten ausgebildet. Die sinistrale **Seeköpfe-Bärenscharte-Störung** versetzt alle Faltenstrukturen augenscheinlich um mehr als 1 km nach SW (z. B. das Patrol-Synklinorium und die Starkenbach-Linie, s. oben). AMPFERER (1932), TOLLMANN (1976b) und SARNTHEIN (1962) wiederum machten aus der Bärenscharte-Störung eine Aufschiebung nach N (s. Falttafel 5).

Die markante, asymmetrische **Parseierspitz-Antiklinale** ist durch die hier mächtig entwickelte Allgäu-Formation charakterisiert. Diese Mächtigkeit ist teils primär, teils kommt sie durch Verfallungen zustande. Der flache S-Schenkel grenzt im S mit der Dawinscharten-Störung an die Dawin-Synklinale (s. oben), der steile bis überkippte N-Schenkel bildet gleichzeitig den überkippten S-Flügel des N anschließenden Patrol-Synklinoriums (s. unten). Die Antiklinalstruktur ist von kleinen

Teilfalten durchzogen (vgl. Scharniere in der Ruhpolding-Formation) und wird am Scheitel im Gipfelbereich der Parseierspitze durch Erosionsreste von Ruhpolding- und Ammergau-Formation eindrucksvoll nachgezeichnet. Die Faltenachse taucht nach WSW bzw. ESE ab (s. Faltafel 5).

N an die Parseierspitz-Antiklinale schließt das nach W abtauchende **Patrol-Silberspitz-Synklinorium** an. Den Kern bilden im W die Lech-Formation, im E die Ammergau-Formation. Der Nordschenkel wird von der Starkenbach-Überschiebung abgeschnitten, der Südschenkel ist teilweise nach N überschoben (s. Faltafel 5). Nach W zu wird das Synklinorium von der Bärenscharte-Störung begrenzt (WESTRUP, 1970), nach E (Oberlochalpe) durch die dextrale NW-SE-streichende **Kleinbergalm-Störung** nach SE versetzt.

Medriol-Synklinale: Diese Struktur im oberen Loch- und Medrioltal wurde ursprünglich als Fenster gedeutet (RICHTER, 1930). Es handelt sich um eine große, 10 km E-W-streichende und S-vergente Synklinale mit vollständig erhaltenem Südflügel und stark reduziertem bis fehlendem Nordflügel. Das jüngste Schichtglied im Kern stellt die Allgäu-Formation, im Vileidtal (Starkenbachtal) die Kössen-Formation dar. Die Medriol-Synklinale wird nahe der Oberlochalpe von einer NW-SE-streichenden dextralen Blattverschiebung, an der tektonische Scherlinge von Rhät- und Juragesteinen verschleppt wurden, abgeschnitten (WESTRUP, 1970; s. oben). Im E setzt eine weitere dextrale Blattverschiebung mit demselben Verlauf die Synklinale nach SE herab (EISBACHER & BRANDNER, 1995). Diese Blattverschiebung äußert sich NW des Württemberger Hauses (2220 m) durch großangelegte, flexurartige Verbiegungen im Hauptdolomit und in der Seefeld-Formation. Die tektonische Nordbegrenzung der Medriol-Synklinale ist eine steile Aufschiebung von Hauptdolomit auf Kössen-Formation mit Bewegung der Hangendscholle von N nach S. Diese Aufschiebung ist gleichzeitig die Inntal-Lechtal-Deckengrenze („**Spiebrutenspitz-Wildkarle-Störung**“ nach WESTRUP [1970]).

Kaisers-Überschiebung („Querstruktur von Kaisers“ bei AMPFERER [1932], „Kaisertaler Schrägstörung“, „Schrägzone von Kaisers“ bei anderen Autoren): An dieser Störung wurde die Raibl-Gruppe im Gebiet des Hintersees steil nach NNE auf Hauptdolomit aufgeschoben (MAY, 1998).

Freispitz-Synklinorium

Zwischen Wetterspitze (2895 m) im Nordwesten und Parseierspitze (3039 m) im Südosten ist ein enger Faltenbau mit steilstehenden Synklinalen und Antiklinalen in Rhät- und Juragesteinen entwickelt. Den Nord- und Südflügel dieses Synklinoriums bilden breite Hauptdolomitsegmente, die nach S an der Starkenbach-Überschiebung steil auf die Lech-Formation aufgeschoben sind, im N ebenfalls eine Synklinale mit der Lech-Formation im Kern (Sonnengampen-Synklinale, s. unten) tektonisch überlagern (Saxerspitz-Überschiebung, s. unten). Das Freispitz-Synklinorium mit zwei Teilsynklinalen (SARNTHEIN, 1962) besteht eigentlich aus Faltensegmenten (vgl. Fototafel Abb. VII), die durch Störungen begrenzt sind und an denen, anhand des Bandes der Ruhpolding-Formation sichtbar, steil gestellte und verfaltete, ehemalige NW-vergente Aufschiebungen erkennbar sind. Der enge Faltenbau setzt sich auch nach W in den Antiklinalen und Synklinalen der „polychromen“ Feuerspitze (2852 m) fort. An der Guflespitze (2577 m), Alplespleispitze (2648 m) und an der Wetterspitze wurden diese Falten durchgeschert und zu größeren N-vergenten Aufschiebungen innerhalb der Lechtal-Decke weiterbewegt (s. Faltafel 2A).

Die nördliche Teilsynklinale des Freispitz-Synklinoriums bildet laut MEGGERS (1991) im Profil der Oberlahmsspitze (2658 m) mehrere sekundäre Synklinalen und

Antiklinalen aus (MEGGERS, 1991). Dabei überschiebt der untere Anteil der Allgäu-Formation („Ältere Allgäuschichten“ nach verschiedenen Autoren) die „Mittleren Allgäuschichten“. Diese älteren Anteile der Allgäu-Formation sind in der aktuellen geologischen Karte – wie schon bei AMPFERER (1932) – irrtümlicherweise als Ammergau-Formation verzeichnet; sie liegen aufrecht, wie Geopetalgefüge (Gradierung) belegen (MEGGERS, 1991). In den Nordabstürzen der Oberlahmsspitze zeigt die Liegendscholle auffallend mehrere NE-SW-streichende, steile Störungen mit Absenkung des Hangendblockes nach SE, aber auch nach NW (Abschiebungen mit Horst-Graben-Strukturen). Dies ist instruktiv an den Versätzen des Oberrhät-kalkzuges zu sehen. Es erweckt den Anschein, als würden diese Abschiebungen von der genannten Überschiebung plombiert werden (s. Abb. 7a/b).

Nach R. BRANDNER (pers. Mitt.) lässt sich im Profil Oberlahmsspitze die Wiederholung der Schichtfolge Oberrhätkalk – Untere Allgäuschichten über den Manganschiefern auch mit Eingleitung großer Schollen durch Extensionstektonik erklären: Demnach könnte zur Zeit der Sedimentation der Manganschiefer eine große Abschiebung die Schichtfolge bis an die Basis des Oberrhätkalkes als Megascarp freigelegt haben. Zeitlich verzögert, wäre in einer zweiten Phase der Schichtstapel in der Liegendscholle der Abschiebung an der Basis des Oberrhätkalkes (Grenze zur Kössen-Formation) abgesichert worden und gravitativ auf die abgesenkte Scholle (Hangendcholle) eingeglitten. Der so verdickte Sedimentstapel wurde dann von den Oberen Allgäuschichten eingesedimentiert (sedimentär plombiert). Für den Eingleitvorgang sprechen die am Top der Manganschiefer liegenden isolierten Oberrhätkalkschollen, die unruhige Lagerung der Unteren Allgäuschichten darüber (Rutschfalten [?], z. B. in den Allgäuschichten am Seewibach) und das Fehlen von Manganschiefern im eingeglittenen Schichtstapel (allerdings könnte dieses auch durch Überschiebung der Inntal-Decke entstanden sein). Wären die Manganschiefer am Top der Gleitscholle vorhanden, würde dies wiederum eine jüngere Überschiebung sensu MEGGERS (1991) rechtfertigen. Die größere Mächtigkeit der Unteren Allgäuschichten in der Gleitscholle kommt auch durch Gleitschollen- und Brekzienbildungen zur Zeit der Ablagerung der Unteren Allgäuschichten selbst zustande, wie in den Aufschlüssen der weiter südlich von der Oberlahmsspitze gelegenen Gebiete (Parseierspitze, Eisenspitze) gut dokumentiert ist (ACHTNICH, 1980, 1982) (vgl. Abb. 21a/b). Letztlich spricht dies für eine Scholleneingleitung von Süden (s. Abb. 7a/b).

Zwischen Oberlahmsspitze und Seekogel (2412 m) überschiebt der Hauptdolomit der Inntal-Decke schließlich den stark verfalteten unteren Abschnitt der Allgäu-Formation („Ältere Allgäuschichten“ *Auct.*).

Die südliche Teilsynklinale des Freispitz-Synklinoriums ist E des Parseiertales (Bärenpleis der AV-Karte) im Kern an Resten der Ruhpolding-Formation inmitten der Allgäu-Formation erkennbar (SARNTHEIN, 1962, Profil 1; s. auch Falltafel 5). Letztere gabelt sich ab Höhe 2100 m aufwärts in einen nördlichen und in einen südlichen Ast auf. Der nördliche Ast zieht um den Vorderen Seekopf (2685 m) herum bis oberhalb des Unteren Seewisees (2229 m, AV-Karte). Der Hauptzug der Synklinale setzt sich bis zum Seekopfgrat fort, wiederum mit Ruhpolding-Formation im Kern und flankiert von Allgäu-Formation. Der Südflügel der Synklinale wird vom Hinteren Seekopf (2718 m) nach E zusehends von der südlich anschließenden Griebßspitz-Antiklinale überschoben und schräg zugeschnitten. Beim Oberen Seewisee (2469 m, AV-Karte) ist der Hauptdolomit der genannten Antiklinale über die gesamte, stark nach E abtauchende Synklinale überschoben. Die trennende Antiklinale zwischen den beiden Freispitz-Teilsynklinalen ist nach SARNTHEIN (1962, Profil 1) östlich des hinteren Parseierbaches möglicherweise an großen Oberrhätkalkblöcken innerhalb der stark verfalteten Allgäu-Formation erkennbar



Abb. 7a.

Nordflanke der Oberlahmsspitze mit Verdoppelung der Schichtfolge durch Gleitschollen. In der unteren Bildhälfte sind steile Störungen (Abschiebungen) mit Horst- und Grabenbildungen erkennbar, die augenscheinlich von den Unteren Allgäuschichten sedimentär versiegelt werden. Das zurückwitternde Grasband in der Bildmitte zeigt die Manganschiefer und darin eingesedimentierte Gleitschollen von Oberhätalk. Der Steilaufschwung zum Gipfel entspricht den Unteren Allgäuschichten, die als große Gleitscholle auf den Manganschiefern eingeglitten sind (s. Schema nebenan, weitere Erklärungen im Text).

Foto R. BRANDNER, Univ. Innsbruck.

(s. Falttafel 5). Möglicherweise stellen diese jedoch auch Gleitblöcke innerhalb der Unteren Allgäuschichten dar (pers. Mitt. R. BRANDNER). Gegen NE erweitert sich diese überkippte Antiklinale zu einem breiten Zug von Kössen-Formation, die mit der Allgäu-Formation intensiv verfaultet und verschuppt ist.

N des Freispitz-Synklinoriums reihen sich mehrere große Synkinal- und Antiklinalzüge, die teilweise abgeschert und nach N überschoben sind, aneinander: von S nach N sind dies die Saxerspitze-Antiklinale, die Sonnengampen-Synklinale, die Baumgarten-Antiklinale und zuletzt die Tjaspitz-Synklinale (vgl. Falttafel 2A, 3B, 5). Alle diese Strukturen werden im Parseiertal und Röttal von der Innal-Decke gekappt.

Die **Saxerspitze-Antiklinale** (Saxerspitze, 2690 m) ist eine große, NW-vergente und N des Röttales vollständig mit beiden Schenkeln erhaltene Faltenstruktur, deren Achsenebene bei Madau stark verbogen ist und nach NW abtaucht; der inverse und stark verfaultete Nordschenkel bildet die seit AMPFERER & HAMMER (1911) bekannte „Madauer Tauch- oder Rollfalte“ (s. Falttafel 4). Das Scharnier der Saxerspitze-Antiklinale ist S unterhalb der Torspitze (2622 m) im Ändern des Streichens von Hauptdolomit und Kössen-Formation deutlich erkennbar. Die Faltenachse der Antiklinale taucht hier laut MEGGERS (1991) mit etwa 25° nach ESE unter die Innal-Decke ab. Die Fortsetzung der Antiklinale nach E und damit die strittige Grenze Lechtal-Decke / Innal-Decke hat in der Vergangenheit zu heftigen

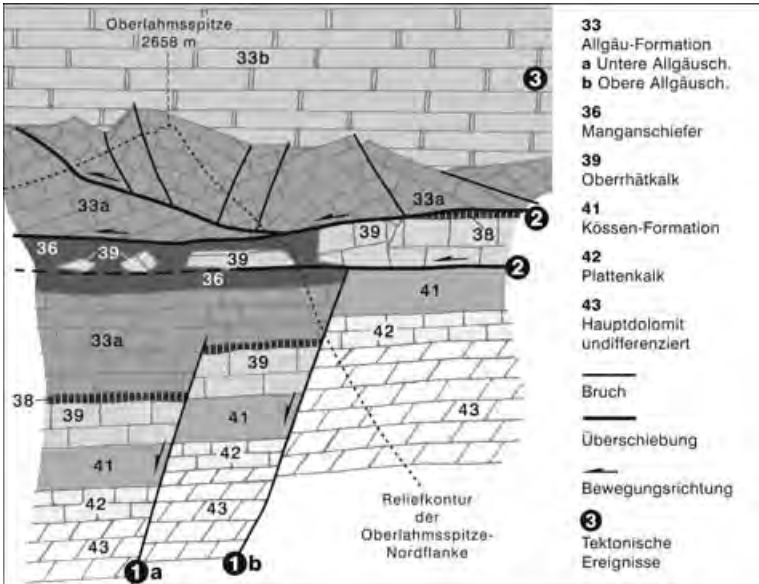


Abb. 7b.

Schema der unterjurassischen Extensionstektonik und Gleitschollenbildung am Beispiel der Nordflanke der Oberlahmsspitze, nach R. BRANDNER (ohne Maßstab).

In Phase 1a waren Abschiebungen während der Sedimentation der Unteren Allgäuschichten (sensu JACOBSHAGEN, 1965) aktiv. Sie führten zu Brekzienbildungen und Mächtigkeitsunterschieden in Liegend- und Hangendschollen.

In Phase 1b wurde während der Sedimentation der Manganschiefer (Mittlere Allgäuschichten) an großen Abschiebungen die Schichtfolge Oberrhätalk – Untere Allgäuschichten (Liegendscholle) als Megascarp freigelegt. In der Hangendscholle wurden die Manganschiefer bis auf Höhe der Kössen-Formation abgesenkt. Während Phase 2 erfolgte zunächst das Eingleiten von Oberrhätalkschollen (aufgrund hervorstehender Klippen), die von den Manganschiefern einsedimentiert wurden; in weiterer Folge glitten auch die Unteren Allgäuschichten als Großscholle ein. In Phase 3 wurden die Gleitschollen von den Oberen Allgäuschichten (sensu JACOBSHAGEN, 1965) zusedimentiert.

wissenschaftlichen Diskussionen geführt. Laut SARNTHEIN(1962) reicht die Saxerspitz-Antiklinale mindestens bis zum Alblitjöchel (2281 m); er stellt damit eine Deckengrenze prinzipiell in Frage; laut TOLLMANN (1976b) endet sie an einer steilen NW-SE-streichenden Störung nahe der Alblithütte (2108 m, s. geologische Karte und Faltafel 3B). In diesem Abschnitt wird der Hauptdolomit der Saxerspitz-Antiklinale vom Hauptdolomit der Inntal-Decke überschoben.

W des Röttales ist die Antiklinale großteils nach NW durchgesichert worden, auch als „Saxerspitz-Überschiebung“ bekannt (s. Faltafel 2A., 3B). Die Liegendscholle dieser Überschiebung stellt eine NW-vergente, überkippte Synklinale mit der Lech-Formation im Kern dar. Die Achsenebene der genannten Synklinale ist stark nach NW geneigt, der inverse Südschenkel fehlt über weite Bereiche tektonisch und ist beispielsweise in der überkippten Ammergau-Formation am Schafjöchel (2192 m, AV-Karte) zwischen Grießl- und Alperschontal sichtbar. Auch die Späne von Ammergau-Formation entlang der Überschiebungsbahn NW unterhalb der Saxerspitze (2690 m) sind als Reste eines inversen Faltenschenkels zu interpretieren. Diese Befunde deuten darauf hin, dass die Überschiebung aus einer Faltenstruktur hervorgegangen ist.

Der Vergleich zwischen den beiden Talflanken des Röttales macht deutlich, dass die Überschiebung nach oben wieder sukzessive durch Faltung kompensiert wurde und schließlich in der Lech-Formation ausläuft (*fault propagation fold* [pers. Mitt. H. ORTNER]).

Madauer Tauchfalte

AMPFERER (1911, 1932) sprach erstmals von der „Madauer Rollfalte“ als Tauchantiklinale, an der die Inntal-Decke im Zuge ihres Vorwanderns „abgerollt“ wurde (vgl. Faltafel 4). BANNERT (1964, 1970) widersprach dieser Ansicht und machte daraus einen „Pilzsattel“. Die Madauer Tauchfalte bzw. richtigerweise synformale Antiklinale (bei manchen Autoren auch Mahdberg-Antiklinale genannt) besitzt in Bezug auf die Achsenebene einen großteils aufrechten Hangend- und einen durchgehend inversen Liegendschenkel. Die Achsenebene ist antiformal verbogen; sie taucht mit etwa 30° nach NW ab. Das Scharnier der Antiklinale hebt am Westende des Mahdberges in die Luft aus. Eine Darstellung der komplexen Faltenstrukturen und ihrer Achsenebenen geben Faltafel 2B und 5. Der Hangendschenkel geht nach E von einer inversen sukzessive in eine saigere und aufrechte Lagerung über. Dadurch und in Annäherung an die Überschiebungsfrent der Inntal-Decke weisen die Ammergau- und die Ruhpolding-Formation einen breiteren Ausstrich auf, da sie hier entsprechend stark verfault sind (Bereich Großkaralpe, SW-Flanke Großstein). Weiter nach E ist dieser Flügel aufgrund der sekundären antiformalen Verfaultung der Achsenebene (s. oben) von der Deckenüberschiebung gekappt.

Den Kern der Tauchantiklinale bildet am Mahdberg die Allgäu-Formation. Die tektonischen Strukturen am W-Ende der Tauchfalte in der Lech-Formation sind noch nicht vollständig geklärt. Der aufrechte Schenkel der Tauchfalte hängt direkt mit dem Südschenkel der Saxerspitz-Antiklinale weiter im SE zusammen (WIEGER, 1989; SARNTHEIN, 1962; BANNERT, 1964). Genauso ist der durchgehend inverse Schenkel der Tauchfalte am Mahdberg mit dem inversen N-Schenkel der Saxerspitz-Antiklinale SW unterhalb der Torspitze zusammenzuhängen (s. oben). Letztlich taucht also die Saxerspitz-Antiklinale nach W zum Mahdberg hin ab. Die Verbindung des aufrechten, oben liegenden Schenkels der Madauer Falte nach E mit dem aufrechten Südschenkel der Saxerspitz-Antiklinale im hinteren Röttal ist durch die Inntal-Decken-Überschiebung schräg abgeschnitten. Die mechanisch kompetenteren und rigideren triassischen Schichtglieder des Oberrhätalkalkes und des Hauptdolomites haben das weite Vorspringen der jüngeren, mechanisch inkompetenteren jurassischen Schichtglieder nicht mitgemacht. Letztere müssen schichtparallel vom Verband gelöst, abgeschert und nach NW geschoben worden sein (pers. Mitt. H. ORTNER und R. BRANDNER).

Die **Sonnengampen-Synklinale** schließt N an die Saxerspitz-Antiklinale an. Der Kern aus Lech-Formation ist stark zerschert und in isoklinale Falten gelegt. Darin sind auch Faltenstrukturen mit SE-streichenden und SE-abtauchenden Achsen zu finden. Am Fuße des NW-Grates der Oberlahmsspitze zwischen Parseier- und Röttal bildet die Ammergau-Formation innerhalb der großen Synklinale eine spitze, durchgescherte Antiklinale aus (s. Karte).

Baumgarten-Antiklinale

N an die Sonnengampen-Synklinale schließt eine sehr auffallende große Antiklinalstruktur an, benannt nach der Baumgartenalpe im Griebtal. Den Kern der Antiklinale, deren Scharniere im Kartenbild deutlich erkennbar sind, bilden der Hauptdolomit und die Kössen-Formation. Letztere ist sekundär stark verfaultet, wie man z. B. schon an der Felszeichnung in der AV-Karte Blatt Parseierspitze sehr

gut erkennen kann. Die Achse dieser Antiklinale taucht E des Grieblbaches steil nach ENE ab, sodass in diese Richtung sukzessive jüngere Schichten den Antiklinalkern bilden. Bei der Saxer Alm macht sich die Antiklinale nur durch die größere Ausstrichbreite der jurassischen und kretazischen Schichtglieder bemerkbar. An der Saxerwand, NE unterhalb der Saxeralm liegt die Antiklinale offen und aufrecht mit Hauptdolomit im Kern (verschüttet) und Kössen-Formation und Allgäu-Formation an den Rändern da.

Tajaspitz-Synklinale

Auf die Baumgarten-Antiklinale folgt nach N eine große, in der Tajaspitze (2538 m) kulminierende und nach W und E steil abtauchende Synklinale (Tajaspitz-Synklinale, s. Falttafel 2A, 3B). Die Lech-Formation ist deshalb im Scheiteltbereich der Faltenachse erodiert worden und tritt E und W davon wieder auf. Die Synklinale trägt W des Sulztales die Griebtalerspitz-Klippe (Inntal-Decke), die zusammen mit der liegenden Rotschrofen-Schuppe der Lechtal-Decke (TOLLMANN, 1970a,b,c) die Lech-Formation tektonisch überlagert. E der Tajaspitze hebt die Hauptdolomit-Bastion der Ruitelspitze (2580 m, Inntal-Decke) steil nach W über Allgäu-Formation, Ammergau-Formation und Lech-Formation in die Luft aus (s. Falttafel 2A, 3B).

Zwischen dem äußeren Alperschontal und dem Griebltal zieht die Tajaspitz-Synklinale in Form einer sehr engen Synklinale mit der Lech-Formation im Kern durch, die – mit Unterbrechung – weiter im E eine Entsprechung in der engen Synklinale NE oberhalb von Madau haben könnte.

5.2.3.2. Inntal-Decke (Tirolikum)

Die allseits tektonisch begrenzte, 100 km lange (E–W) und 10–20 km breite Decke liegt der Lechtal-Decke im S zwischen Arlberg und Unterinntal auf und wird im E von der Inntal-Scherzone schräg abgeschnitten (EISBACHER & BRANDNER, 1995). Im W endet die Decke geschlossen im Madautal und Zammer Loch mit stark ausbuchtenden Rändern (s. Falttafel 3B). Sie lässt sich mit einzelnen Trias-schollen (Griebtalerspitz-Klippe, Fallesin-Klippe, Untere Krabach-Klippe) bis in die Gegend von Zürs – Lech verfolgen (AMPFERER & HAMMER, 1911; AMPFERER, 1932; TOLLMANN, 1969, 1976b; EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; MAY & EISBACHER, 1999). Eine dieser Klippen trägt die Krabachjoch-Decke (AMPFERER, 1932; MAY & EISBACHER, 1999). Die Inntal-Decke zeigt von E nach W einen basalen Schrägzuschnitt und steigt von den Reichenhaller Schichten im Mieminger Gebirge bis zum Hauptdolomit im Madautal an. Kennzeichnend für die Inntal-Decke sind bis 1700 m mächtige mitteltriassische Plattform- und Beckensedimente (Wettersteinkalk, Reifflinger Kalk, Partnachschiechten), die im östlichen und mittleren Teil vorkommen, und über 2000 m mächtige peritidale Ablagerungen (Hauptdolomit), die großteils den Lechtaler Abschnitt der Inntal-Decke bilden. Diskordant auf gefaltetem Hauptdolomit wurden NW von Imst die klastischen Gosausedimente des Muttekopfes abgelagert (WOPFNER, 1954; ORTNER 1994, s. Kapitel 5.2.4. unten). Der strukturelle Baustil der Inntal-Decke ist von NW-vergenten, ENE-streichenden Faltenzügen, flachen NW-gerichteten Überschiebungen und steilen NW-SE-streichenden, dextralen Transferstörungen geprägt. Letztere durchschlagen teilweise auch die Lechtal-Decke und bewirken eine starke Segmentierung der Falten- und Überschiebungssysteme. Frontal laufen sie in Überschiebungen aus (EISBACHER & BRANDNER, 1995). Die Segmentierung führte möglicherweise zum Abgleiten von Schollen von der Inntal-Deckenfront bei deren Vorschub in das Kreideschieferbecken (MAY & EISBACHER, 1999). Die Amplituden der Faltenzüge liegen im Ostteil bei

5 km, im W sind sie wesentlich enger (2 km). Die Einengung beträgt in den mittleren Lechtaler Alpen nach EISBACHER et al. (1990) mindestens 60 %, die in Faltung und Überschiebungen (Weiten von 10–20 km angenommen) kompensiert wurde. An den dextralen Blattverschiebungen fanden Versätze von 10–20 km statt. Weiters sind Inntal- und Lechtal-Decke von NE-SW-streichenden, sinistralen Blattverschiebungen mit geringen Versätzen durchsetzt („Loisach-Störungen“ nach KOCKEL et al. [1931]), die im SW in SSW-gerichteten Aufschiebungen (Starkenbach-Überschiebung) auslaufen.

5.2.3.2.1. Internstrukturen der Inntal-Decke

Der Grenzbereich Inntal-Lechtal-Decke: Alblitalm

Der Überschiebungskontakt zwischen Inntal- und Lechtal-Decke ist zwischen Streichgampenjoch (2221 m) und Oberlahmshütte (2068 m) an mehreren Stellen aufgeschlossen. Die zahlreichen, ENE-WSW-streichenden Synklinalzüge in der Inntal-Decke haben in der Lechtal-Decke keine Fortsetzung, was laut TOLLMANN (1971c) allein schon für die Existenz zweier verschiedener tektonischer Einheiten spricht. In der Inntal-Decke sind mehrere Teilüberschiebungseinheiten erkennbar, die dachziegelartig übereinander liegen und durch NW-SE-Einengung gestapelt wurden: die Torspitz-Schuppe, die Landschaftseck-Schuppe, die Streichgampen-Schuppe, etc. Die Torspitz-Schuppe besteht ausschließlich aus Hauptdolomit und überschiebt die Saxerspitz-Antiklinale der Lechtal-Decke, die sie schräg zuschneidet (s. Falttafel 3B).

SARNTHEIN (1962), BANNERT (1964) und WESTRUP (1970) hängen die mit dem Hauptdolomit sich mehrfach abwechselnde Kössen-Formation zwischen Torspitze (2622 m) und Landschaftsspitze (2507 m) mit der Saxerspitz-Antiklinale und damit mit der Lechtal-Decke zusammen. MEGGERS (1991) spricht von einer Landschaftseck- und einer Landschaftsspitz-Schuppe der Inntal-Decke: Die mehrfache Aufschiebung von Hauptdolomit auf die Kössen-Formation äußert sich u. a. in Schleppung der Schichten in der Liegendscholle. Der Hauptdolomit zeigt intern weitere Verkürzung in Form mehrerer Rampenüberschiebungen und tektonischer Brekziierung. Die Landschaftsspitz-Schuppe geht nach SE direkt in die Alblit-Synklinale über, die im Kern die stark verfaltete Kössen-Formation und die Schattwald-Formation aufweist und von der nächsten Schuppe weiter im SE, der Streichgampen-Schuppe, nach N überschoben wird (Hauptdolomit auf Schattwald-Formation). In der Streichgampen-Schuppe überschiebt der Hauptdolomit am Streichgampenjoch die Kössen-Formation unter Ausbildung einer Stirnfalte, deren Achse nach E abtaucht.

In der Westflanke der Leiterspitze (2750 m) kommen noch weitere Überschiebungen von Hauptdolomit auf Kössen-Formation vor.

Tektonische Strukturen am Streichgampenjoch

Am Streichgampenjoch (2221 m) sind der Hauptdolomit und die Kössen-Formation über mehrere Zehnermeter verdoppelt und übereinandergestapelt (in der aktuellen geologischen Karte nicht sichtbar). Der Hauptdolomit der Inntal-Decke ist im Bereich Alblithütte (2108 m) mit einer steilen NW-SE-streichenden Störung im Sinne von TOLLMANN (1976b) von jenem der liegenden Lechtal-Decke abgetrennt worden. Der Span aus Allgäu-Formation W des Streichgampenjochs ist in der aktuellen geologischen Karte fälschlicherweise zur Inntal-Decke gerechnet worden und im E ohne Störung gegen den Hauptdolomit abgegrenzt.

Der umstrittene Grenzbereich Inntal-Lechtal-Decke bei der Memminger Hütte (2242 m)

Am **Vorderen** (2685 m) und **Mittleren Seekopf** (2702 m) liegt augenscheinlich ein schmaler Hauptdolomitzug klippenartig auf Allgäu- und Kössen-Formation (s. auch AMPFERER [1932], Blatt Parseierspitze). Laut SARNTHEIN (1962) scheinen diese zwei Schichtglieder jedoch durch eine meist saigere, teilweise inverse Schichtfolge stratigraphisch miteinander verbunden und nur teilweise tektonisch getrennt zu sein. Der Hauptdolomit des Vorderen und Mittleren Seekopfes taucht nach diesem Autor an der Ostseite des Oberen Seewisees tunnelartig nach E unter die Kössen-Formation ab. 100 m S des Mittleren Seewisees wird diese Zone vom Hauptdolomit der Seeschartenspitze (2705 m) begraben. Der Hauptdolomit zeigt somit östlich des Oberen Seewisees eine Antiklinale, die ursprünglich auch am Mittleren und Vorderen Seekopf vorhanden war. Weiters interpretierte SARNTHEIN (1962) ein von der Kössen-Formation umgebenes Hauptdolomitvorkommen 500 m W des Unteren Seewisees als Kern einer Antiklinale. Der Südschenkel ist demnach bis zur Allgäu-Formation vollständig entwickelt. N an diesen Hauptdolomit anschließend reihen sich mehrere enge und teilweise tektonisch gestörte Synklinale und Antiklinale aneinander, wobei das jüngste Schichtglied stets die Allgäu-Formation ist und die älteren Schichtglieder (Oberrhätkalk, Kössen-Formation) häufig reduziert sind. Dieses Synklinorium setzt sich nach E in der Westflanke des Grates Seeschartenspitze (2705 m) – Kleinbergspitze (2758 m) in einem Schuppen-teppich aus Hauptdolomit bis Allgäu-Formation fort. SARNTHEIN (1962) stellt zur N anschließenden **Antiklinale der Kleinbergspitze** mittels der eng verfalteten und zusammengestauchten Kössen-Formation einen stratigraphischen Verband her und stellt damit die von AMPFERER (1932) festgelegte Lechtal-Inntal-Deckengrenze hier in Frage. TOLLMANN (1970a, 1976b) widerspricht dem und deutet den ungewöhnlichen Verlauf der Deckengrenze mit **späterer gemeinsamer Verfallung der Inntal- und Lechtal-Decke**. Im Fall der Seeschartenspitze zeigt er konkret die nachträgliche Überschiebung eines Teils der Inntal-Decke durch die Lechtal-Decke auf (**Seeschartenspitz-Überschiebung**; vgl. Faltafel 5).

Die Kleinbergspitz-Antiklinale (Inntal-Decke, s. oben) setzt sich nach E in der **Antiklinale der Spießbrutenspitzen** (2703 m u. 2700 m) und des **Großbergkopfes** (2612 m) fort. Innerhalb dieses großräumigen Hauptdolomitgewölbes ist eine Synklinale mit Kössen-Formation ausgebildet [S des Großbergjoches, 2493 m]). Bei der von AMPFERER (1932) und RICHTER & SCHÖNENBERG (1954) am Spießbrutenkamm eingezeichneten Kössen-Formation handelt es sich um bituminöse Einschaltungen innerhalb des Hauptdolomits (Seefeld-Formation, s. Karte). Der Hauptdolomit, in welchen der Untere Seewisee eingebettet ist, ist laut TOLLMANN (1970a, 1976b) Teil der Inntal-Decke und hängt mit der Hauptdolomitwand 500 m E über der Memminger Hütte (2242 m) zusammen, die einen engen Faltenbau aufweist. Dieser Hauptdolomit steht weiters mit jenem der Kleinbergspitze weiter E mehr oder weniger im stratigraphischen Verband. Der Kontakt zur Kössen-Formation SE darüber ist gestört und stellt die nach N überkippte Inntal-Lechtal-Deckengrenze dar. Die genannte Hauptdolomitwand ist Teil einer **Synklinale**, die sich **am Oberlahmsjoch** (2505 m) anhand der Kössen-Formation im Kern klar hervorhebt. Diese Synklinale ist im Kern durchgeschert, der Südschenkel nach NW geschoben. Das stratigraphisch Liegende, der Hauptdolomit, ist dabei durchgehend aufgeschlossen und überschiebt weiter im N die Allgäu-Formation der Lechtal-Decke, die den Gipfel der Oberlahmsspitze (2658 m) aufbaut (vgl. Absatz *Freispitz-Synklinorium*, S. 40). Reste von Hauptdolomit der Hangendscholle lassen sich bis 40 Hm unterhalb des Gipfels verfolgen (fehlen in der aktuellen geologischen Karte). Dabei liegen teilweise auch Kössener Späne direkt auf der

Überschiebungsfläche. Die Synklinale am Oberlahmsjoch setzt sich nach NE bis zum Schiefersee fort (hier zeigt sie auch eine starke Überkipplung nach N an). Sie wird dort von der Hauptdolomitmasse des Medriolkopfes (2664 m) überschoben. Die Reste des Hauptdolomits der Hangendscholle an der Oberlahmsspitze werden nach E in der Leiterspitze (2750 m) vollständiger und bilden dort eine N-vergente Antiklinale (Doppelantiklinale) aus.

Strukturen der Inntal-Decke vom Gramaistal bis ins Medriotal

(i. W. nach WESTRUP, 1970)

Vom Württemberger Haus (2221 m) über die Leiterspitze (2750 m) bis zum Alblitjoch (2281 m) sind der Hauptdolomit und die Kössen-Formation entlang der NW-SE-streichenden, dextralen Vileid-Störung (WESTRUP, 1970; EISBACHER & BRANDNER, 1995) flexurartig verbogen. Im Kartenbild ist dies im Streichen der Seefeld-Formation zwischen Medriolkopf (2664 m) und Bittrichkopf (2698 m) deutlich sichtbar. Diese Transfer-Störung zieht aus dem Vileidtal (Starkenbachtal) über das Gebäudjoch (2452 m) zum Leiterjochl und wird NW davon im Gebiet des Streichgampenjochs und der Alblitalm möglicherweise durch den engen Faltenbau und mehrere Aufschiebungen kompensiert. Auch W dieser Störung ist ein enger Faltenbau zu beobachten. Die Strukturelemente streichen beidseits der Störung NE-SW.



Abb. 8. Die Synform im Hauptdolomit des Vorderen Gufelkopfs (2426 m), von Osten vom Gufelsee gesehen.

Foto: H. ORTNER.

Die **Gebäud-Antiklinale** N der Inntal-Deckengrenze (**Spießrutenspitzen-Störung**) stellt ein mächtiges Hauptdolomitgewölbe mit Unterem Hauptdolomit und teilweise Raibl-Gruppe (außerhalb der Karte im Starkenbachtal) im Kern dar. Diese Antiklinale zieht sich kilometerlang in NE-SW-Richtung hin. Der Südflügel steht teilweise steil bzw. ist nach S überkippt. Der teilweise überkippte N-Flügel weist bis 1500 m mächtigen Hauptdolomit auf.

Die N anschließende Leiterspitzen-Synklinale wird im W durch ENE-streichende Störungen (Aufschiebungen) abgeschnitten. Diese Synklinale wird nach E zusehends breiter und ist im Vorderen Gufelkopf (SW des Gufelsees, Gramaistal) beispielhaft ausgeformt (s. Abb. 8). Diskordant auf dem Hauptdolomit der Synklinale wurden die Schichten der Muttekopf-Gosau abgelagert, die später selbst wieder zur Synklinale verformt wurden (ORTNER, 1994, 2001a,b) (s. Fototafel Abb. XIV). Derzeit wird das Gebiet des hinteren Röt-, des Medriol-, Starkenbach- und Larrentales von einer Arbeitsgruppe der Universität Innsbruck unter der Leitung von H. ORTNER in struktureologischer Hinsicht neu bearbeitet.

Grießtalerspitzen-Klippe

Diese Klippe der Inntal-Decke – benannt nach der Grießtalerspitze (2622 m) im Nordwesteck des Kartenblattes – besteht vollständig aus Hauptdolomit („Pilzsatel“, „autochthone Klippe“ in HUCKRIEDE et al. [1958]) und liegt auf der Tajaspitzen-Synklinale der Lechtal-Decke (s. Falttafel 3B). Sie ist an drei Seiten tektonisch klar umgrenzt, hebt nach E in die Luft aus und ist zusammen mit der Tajaspitzen-Synklinale synformal (mit E-W-Achse) verfault. Am W-Ende aber taucht die Klippe sekundär unter die Lechtal-Decke ein (TOLLMANN [1976b] spricht von „Einwicklung“). Dies führte in der Vergangenheit zu wilden Spekulationen bezüglich ihres allochthonen Charakters. TOLLMANN (1976b) konnte nachweisen, dass die Entwicklung der Grießtalerspitzen-Klippe unter die Lechtal-Decke ein sekundärer Prozess ist und im Zuge der Kaisers-Überschiebung (s. oben) erfolgte. An der Basis der Klippe kommt eine stark ausgewalzte inverse Liegendenscholle mit Spänen von Hauptdolomit, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation vor, die auf der Lech-Formation der Tajaspitzen-Synklinale liegt. Manche Autoren sahen darin einen zerscherten, inversen Schenkel der Grießtalerspitzen-Klippe („autochthone Klippe“ nach HUCKRIEDE et al., 1958). TOLLMANN (1976b) und KUHLEMANN & HENRICH (1993) konnten belegen, dass diese „Rotschrofen-Schuppe“ strukturell mit der Klippe keine Zusammenhänge erkennen lässt und als ausgewalzte isoklinale Synklinale der Lechtal-Decke zu deuten ist, die im Zuge des Vorwanderns der Inntal-Decke gebildet wurde.

5.2.3.3. Die Krabachjoch-Decke

Die Krabachjoch-Decke besteht aus einer triassischen Abfolge vom Alpenen Buntsandstein bis zum Hauptdolomit und liegt vollständig auf dem W anschließenden ÖK-Blatt 143 St. Anton; sie soll hier nicht weiter besprochen werden. Eine moderne und detaillierte strukturelle Bearbeitung hierzu lieferten MAY (1998) und MAY & EISBACHER (1999).

5.2.4. Gosau-Gruppe

Die Sedimentgesteine der Gosau-Gruppe (Ober-Kreide bis Paläogen) repräsentieren einen eigenen Sedimentationszyklus. Dieser folgt auf die großtektonische Umgestaltung des gesamten Ostalpinen Ablagerungsraumes während der Unter-Kreide und überdeckt transgressiv den dabei entstandenen Deckenbau nach einer längeren Erosionsphase (MANDL, 2009). Anfangs wurden relativ kleine Becken mit überwiegend klastischen Sedimenten lokaler Herkunft verfüllt. Durch

phasenweise Bruchtektonik entstanden im Laufe der Zeit Verbindungen zwischen den Becken und ab dem mittleren Turonium auch zum offenen Meer. Ab dem Campanium erfolgte dann eine relativ rasche Absenkung des gesamten Kalkalpenraumes in größere Meerestiefen, wo bis in das frühe Eozän Tiefwassersedimente abgelagert wurden. Dieser Wechsel in den Ablagerungsbedingungen gibt auch Anlass zur Unterteilung in zwei Gosau-Subgruppen, eine Untere und Obere Subgruppe. Einen Überblick zur Sedimentabfolge und zur geodynamischen Entwicklung geben FAUPL et al. (1984), WAGREICH & FAUPL (1994), FAUPL & WAGREICH (2000), MANDL (2009).

Auf dem Kartenblatt ÖK 144 Landeck kommen in den Nördlichen Kalkalpen auf der Inntal-Decke noch die westlichsten Teile der „Muttekopf-Gosau“ – benannt nach dem Muttekopf (2774 m) über Imst – und auf der Lechtal-Decke die „Gosau von Stanz“ vor (s. Kapitel 7.3.3.2.).

6. Geologische Entwicklungsgeschichte

GRUBER, A., PESTAL, G., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R.

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 Bereich der westlichen Ostalpen beleuchtet.

6.1. Die frühe Geschichte und die Variszische Gebirgsbildung

6.1.1. Neoproterozoikum (1000–542 Ma), Kambrium (542–488 Ma) und Ordovizium (488–444 Ma)

Die ältesten Gesteinseinheiten der Silvretta-Decke wurden vor rund 650–450 Millionen Jahren (Ma) im oberen Neoproterozoikum, im Kambrium und im Ordovizium gebildet. Das Segment kontinentaler Kruste, welches wir heute als Ostalpin bezeichnen, lag zu jener Zeit in einer Position weit südlich des Äquators (STAMPFLI & BOREL, 2004) am Rand des Gondwana-Kontinentes und war im oberen Neoproterozoikum in die cadomischen Ereignisse miteinbezogen. Zu dieser Zeit wurden siliziklastische Sedimente abgelagert, die wir auch als sedimentäre Protolithe der heutigen Glimmerschiefer, Paragneise und Phyllonite der Silvretta-Decke vermuten. Die geochronologische Untersuchung von detritischen Zirkonen, die aus Paragneisen gewonnen wurden, welche in der Nähe des Flüelapasses vorkommen, erbrachte Alterswerte zwischen 1900 Ma und 1500 Ma (PASTEELS, 1964) und erlaubt Rückschlüsse auf das Liefergebiet der Ausgangsgesteine der Glimmerschiefer und Paragneise. Im Verlauf des Kambrium und im Ordovizium bewirkten Subduktionsprozesse an einem aktiven Kontinentalrand Dehnung in benachbarten Krustenarealen und in weiterer Folge die Öffnung und Schließung kleinräumiger ozeanischer Becken (= back-arc basins [NEUBAUER, 2002]). Die Situation ist wahrscheinlich im Wesentlichen mit jener im heutigen Ostasien zu vergleichen. Dabei kam es immer wieder zu intensiven magmatischen Prozessen, die unterschiedliche Orthogesteine produzierten, deren metamorphe Produkte unter anderem heute auch in der Silvretta-Decke vorkommen. Beispielsweise lieferten Zirkondatierungen an verschiedenen, aus dem südlichen Teil der Silvretta-Decke stammenden Hornblendegneisen und Quarzdioritgneisen Bildungsalter zwischen 570 Ma und 530 Ma (MÜLLER et al., 1994, 1995, 1996). Ein Alkaligranitgneis aus dem Val Lavinuoz (Unterengadin) erbrachte $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von rund 520 Ma (MÜLLER et al., 1995). Einzelzirkondatierungen an verschiedenen gabbroiden Gesteinen der Silvretta-Decke (SCHALTEGGER et al., 1997; POLLER, 1997), aber auch

der am Kartenblatt 170 Galtür vorkommenden Eklogite des Rauhen Kopfs (LADENHAUF et al., 2001), ergaben Eduktalter zwischen 540 Ma und 465 Ma. In den eben genannten Zeitraum fallen auch einige Kristallisationsalter, die an granitischen Gesteinen ermittelt wurden. So erbrachten beispielsweise Einzelzirkondatierungen an den S-Typ-granitischen Mönchsalpgneisen Alter von 530 Ma (POLLER et al., 1997), und aus dem Muskowitgranitgneis (s. Legendennummer 64) stammende Einzelzirkondatierungen lieferten Alterswerte von 460 Ma (ROCKENSCHAUB, pers. Mitt.). Abgesehen von den zuletzt erwähnten Alterswerten und den Eduktaltern der Eklogite des Rauhen Kopfs wurden die oben genannten geochronologischen Daten an Gesteinen gewonnen, die im Schweizer Teil der Silvretta-Decke vorkommen. Diese sind aber bezüglich ihres Altersumfangs, wie wir vermuten, jenen im österreichischen Teil durchaus vergleichbar.

6.1.2. Silur (444–416 Ma), Devon (416–359 Ma) und Karbon (359–299 Ma)

In weiterer Folge spaltete sich das Ostalpin als Teil des Hun-Superterranes vom Rand Gondwanas ab und driftete langsam nordwärts (STAMPFLI & BOREL, 2004). Im Karbon lag das Ostalpin schon nahe des Äquators und ab ca. 370 Ma kam es zur Kollision des Hun-Superterranes mit Laurussia. Ab diesem Zeitpunkt war das Ostalpin, ebenso wie jenes Krustensegment, das heute in der Tasna-Decke vorliegt, ein Teil des Superkontinents Pangäa. Viele ostalpine Einheiten erfuhren im Zuge dieses variszischen Ereignisses eine Metamorphoseprägung. Eklogite innerhalb des Silvretta-Kristallins belegen eine frühvariszische (370–340 Ma [LADENHAUF et al., 2001]) Hochdruckmetamorphose. In den Paragesteinen ist eine amphibolitfaziale Regionalmetamorphose über das Auftreten von Staurolith, Disthen, Sillimanit und Granat nachgewiesen. Durch tektonische Prozesse und die Erosion wurden Teile der metamorphen Gesteine rasch exhumiert. Rb/Sr-, K/Ar- und Ar/Ar-Glimmerdatierungen dokumentieren die postvariszische Abkühlung der Gesteine der Silvretta-Decke, die noch im Oberkarbon wiederum von grobklastischen Sedimenten überlagert wurden (s. Abb. 5). Diese transgressiv auflagernden Sedimente kennen wir vom nordwestlichen Rand der Silvretta-Decke, wo sie im Rellstal und am Bartholomäberg (Montafon) erhalten sind und als Kristberg-schichten bezeichnet werden.

6.2. Der alpine Gebirgsbildungszyklus (Perm – Eozän)

Bereits ab dem **unteren Perm** (ab ca. 290 Ma) begann Pangäa wieder zu zerfallen. Im Zuge dessen kam es entlang des Südrandes des variszischen Orogens zur Dehnung der Lithosphäre (SCHUSTER & STÜWE, 2008). Während über dem Silvretta-Kristallin in einem ariden Klima klastische, rot gefärbte Sedimente in einem terrestrischen Milieu zur Ablagerung kamen, wurden die tieferen Krustenteile druckentlastet und zum Teil aufgeheizt, wobei sich Pegmatite bildeten. Diese Pegmatite finden sich heute am Rande zum Unterengadiner Fenster. Wahrscheinlich wurde auch ein Teil des in dieser Zone auftretenden Sillimanits und Andalusits im Perm gebildet (SCHUSTER et al., 2001).

Ab der **mittleren Trias** (ca. 240 Ma) öffnete sich von Südosten her der Meliata-Hallstatt-Ozean als Teil des Tethys-Ozeans. Ab diesem Zeitpunkt wurde die Dehnung der Lithosphäre im Bereich des Ozeans aufgenommen; sowohl die Bereiche der heutigen Tasna-Decke als auch des Ostalpins bildeten fortan den nordwestlichen Schelfbereich des Meliata-Hallstatt-Ozeans. Thermische Subsidenz hatte eine kontinuierliche Absenkung der Oberfläche zur Folge, sodass in tropischem Klima größtenteils flachmarine Karbonatsedimente mit bis über 3000 m

Mächtigkeit abgelagert wurden. Diese Kalke, Dolomite und Tonschiefer sind heute in den Decken der Nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen.

Der Jura (200–145 Ma) 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. In einer ersten Phase, die möglicherweise schon in der obersten Trias einsetzte, wurde die kontinentale Lithosphäre gedehnt, bis sie im frühen Jura aufriss und der subkontinentale Mantel an einer flach gegen Süden fallenden Abschiebung exhumiert wurde. So entstand eine mehrere Zehnerkilometer breite Zone initialen Ozeanbodens, auf dem Tiefseesedimente wie Radiolarit (unter der CCD) und Ap-tychenkalk abgelagert wurden (LEMOINE, M., 2003). Ab ca. 160 Ma bildete sich schließlich ozeanische Kruste durch seafloor spreading an einem Mittelozeanischen Rücken. Die Tasna-Decke war nun Teil Europas und bildete ein Krusten-segment am Helvetischen Schelf, während Reste des Südpenninischen Ozeans heute die Oberen Penninischen Decken aufbauen, welche auf dem Kartenblatt durch die Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen vertreten sind. Das Ostalpin lag am Schelf des Gondwana-Kontinents, genauer gesagt bildete es einen Teil am Nordrand des sogenannten „Adriatischen Sporns“ (FRISCH & MESCHEDÉ, 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. Ab dem Mittel- bis Ober-Jura setzte im Südosten die Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans ein. Im Zuge dessen wurden im nördlichen Teil der Adriatischen Platte sinistrale Seitenverschiebungen aktiv. Das Ostalpin bildete ein selbständiges Krustenfragment mit einem ausgeprägten Relief, auf dem unterschiedliche, oft durch tektonische Prozesse gesteuerte Sedimente entstanden (GAWLICK et al., 1999).

In der Unter-Kreide (145–100 Ma) wurde der Iberia-Briançonnais-Mikrokontinent durch die Öffnung des Valais-Ozeans vom Südrand Europas abgetrennt. In den ozeanischen Becken gelangten große Mengen an Kalkschlämmen zur Ablagerung, die größtenteils durch Trübeströme von den Beckenrändern eingebracht wurden. Diese Sedimente treten uns heute als Bündnerschiefer-Gruppe in den Penninischen Decken des Unterengadiner Fensters entgegen. Die heutige Tasna-Decke war am ostwärts auskeilenden Ende des Iberia-Briançonnais-Mikrokontinents beheimatet, sie bildete hierbei eine Schwellenzone innerhalb des Ozeanbeckens.

Durch die fortwährende Nordbewegung der Adriatischen Platte wurde deren Nordrand, das Ostalpin, in der höheren Unter-Kreide verkürzt. Dadurch wurden die permomesozoischen Schichtfolgen von ihrem Untergrund abgeschert und übereinander gestapelt, daraus entwickelten sich allmählich das Tirolische und Bajuvarische Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen mit der Inntal- und der Lechtal-Decke.

In der **Ober-Kreide (100–65 Ma)** 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 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.

Im Zuge der zuvor genannten plattentektonischen Ereignisse wurde die Silvretta-Decke von ihrem Untergrund abgeschert, wobei Pseudotachylite gebildet wurden (s. Kapitel 7.1., Legendenummer 119). In der **mittleren Ober-Kreide** (90–75 Ma) erfolgte nicht nur die Loslösung der Silvretta-Decke von ihrer Basis, sondern auch die Verfrachtung der gestapelten Kalkalpendecken (s. oben) auf penninischen Untergrund (s. Kapitel 5.2.2.) und vermutlich auch die weitere Umgestaltung des Nordrandes der Silvretta-Decke. Weiters wurden Schollen aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen unter die Silvretta-Decke geschleppt. Diese finden wir heute als Subsilvrettide Schollen im Rahmen des Unterengadiner Fensters. Gleichzeitig entstanden auf den Ostalpinen Decken Becken, in denen die syn-tektonisch gebildeten Sedimente der Gosau-Gruppe abgelagert wurden, wie wir sie aus dem Gebiet um den Muttekkopf kennen (ORTNER, 2006a, 2007; s. Kapitel 7.3.3.2. und Kapitel 5.2.4.).

Auch wenn die Subduktion des Penninischen Ozeans bereits in der frühen Ober-Kreide einsetzte, so blieben doch nördlich gelegene Anteile bis ins **Paläogen (65–23 Ma)** als Sedimentationsraum erhalten. Diese Anteile finden wir heute in verschiedenen tektonischen Einheiten des Unterengadiner Fensters, beispielsweise in der Fimber-Zone, aber auch in der Zone von Roz – Champatsch – Pezid (OBERHAUSER, 1995). Ab dem **mittleren Eozän** (ca. 40 Ma) war der ozeanische Raum vollständig geschlossen, der Helvetische Schelf als Teil der europäischen kontinentalen Kruste wurde folglich unter den Orogenkeil subduziert. Vor dem Orogenkeil entwickelte sich die Molassezone, in der Abtragungsschutt aus dem Orogenkeil akkumuliert wurde. Der allergrößte Teil des ozeanischen Anteils der subduzierten Lithosphärenplatte versank im asthenosphärischen Mantel, nur kleine Teile der ozeanischen Kruste und der kontinentalen Kruste des Briançonnais wurden abgeschert und in den Orogenkeil integriert. Sie bilden heute die Unteren, Mittleren und Oberen Penninischen Decken. Je nachdem, zu welcher Zeit diese Teile in die Subduktionszone eintraten und wie tief sie unter die Erdoberfläche gelangten, zeigen sie eine unterschiedlich starke Metamorphose, die auch zu unterschiedlichen Zeitpunkten während des Paläogens stattgefunden hat. So ist in den Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen der Oberen Penninischen Decken sowie im zentralen Teil der Pfundser Zone eine blauschieferfazielle Metamorphose bzw. druckbetonte Grünschieferfazies nachweisbar, während die übrigen Teile der Penninischen Decken des Unterengadiner Fensters durch Bedingungen der unteren Grünschieferfazies charakterisiert sind.

In der Phase, in der nur mehr kontinentale europäische Kruste in die Subduktionszone eingetreten war, riss zwischen 40 und 30 Ma die in den vorangegangenen Jahrmillionen subduzierte Lithosphäre ab („slab break-off“ von BLANKENBURG & DAVIES [1996]). Durch die Entlastung stiegen Teile der Alpen erstmals als Hochgebirge auf.

6.3. Nacheozäne tektonisch-morphologische Entwicklung der westlichen Ostalpen (Oligozän und Miozän)

Die fortwährende Einengung bewirkte eine weitere Aufschiebung des Alpenkörpers gegen Norden auf die Molassezone. Im Untergrund des Kartenblattes lagern klastische Sedimente des **Rupelium (34–28 Ma)**, in welchen sich der Übergang von der Sedimentation am Helvetischen Schelf in das Molassestadium vollzieht. Diese Sedimente liegen als autochthone Auflage der Europäischen Oberkruste auf (s. OBERHAUSER, 2007). Die Anlage der wesentlichen Strukturelemente, beispielsweise die Herausformung der Antiform des Unterengadiner Fensters, dürfte in dieser Zeit erfolgt sein (s. unten und Kapitel 5.1.3.).

Die weitere Entwicklung der Ostalpen zeigt westlich einer Linie Brenner – Unterinntal eine völlig andere Entwicklung gegenüber jener in den zentralen und östlichen Ostalpen. Die westlichen Nördlichen Kalkalpen, die Silvrettagruppe und die Ötztaler Alpen wiesen aufgrund verstärkter Hebung – als Folge der Kontinent-Kontinent-Kollision (und des „slab break-off“; s. 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 obersteozäne bis unteroligozäne marine Schichtfolge des Unterinntales (Häring-, Paisselberg- und Unterangerberg-Formation) wurde in der Zeit des Oberoligozäns von den fluviatilen Konglomeraten (Oberangerberg-Formation) des von Südwesten vorrückenden Paläo-Inn sukzessive überschüttet (ORTNER & STINGL, 2001). Der Paläo-Inn orientierte sich über weite Strecken am Verlauf des Engadiner Lineaments, das sich vermutlich in gerader Fortsetzung vom Unterengadin bis ins heutige Unterinntal erstreckte. Der Inn zapfte hierbei in seinen Quellgebieten im Engadin auch Gesteine aus Gebieten an, die heute nach S zur Poebene entwässert werden, beispielsweise tertiäre Andesite aus der Ortlergruppe (MAIR et al., 1996).

Am Beginn des Neogens stieß im **unteren Miozän** (23–16 Ma) ein Teil des Südalpins, der sogenannte „Südalpen-Indenter“, gegen Nordwesten in das Ostalpin vor. Dies führte zu tiefgreifenden tektonischen Umstellungen in den Ostalpen und ist entscheidend für deren heutiges Erscheinungsbild (RATSCHBACHER et al., 1991). Die Zone der maximalen Nord-Süd-Einengung der Ostalpen seit dem Beginn des Miozäns liegt etwa im Gebiet des Brenners und beträgt über 100 km, das entspricht mehr als 50 % der vormaligen Breite. Die Einengung ist weiter südlich durch den großen sinistralen Versatzbetrag an der Judicarien-Linie gut ablesbar. Diese gewaltige Verkürzung bewirkte, dass der alpine Deckenstapel vor allem im Bereich des heutigen Tauernfensters zusammengestaucht, verdickt und in die Höhe gepresst wurde. Gleichzeitig entwickelte sich ein System von Seitenverschiebungen (Inntal-, SEMP-Linie, Mölltal-Linie, etc.). War die fortdauernde Annäherung von Adria und Europa im Paläogen noch von nordgerichteter Überschiebungstektonik aufgenommen worden, so kam es nun vornehmlich an den Seitenverschiebungen zu einer W-E-gerichteten Streckung der östlichen Ostalpen. Die Umgestaltungen im Westteil der Ostalpen waren weniger dramatisch. Die Ötztal-Decke löste sich entlang der Brenner-Abschiebung ab und die Einheiten des Tauernfensters wurden in diesem Abschnitt freigelegt. Dies verursachte gleichzeitig aber auch kompressive Deformationen am NW- und N-Rand der Ötztal-Decke, vor allem entlang des Randes des Unterengadiner Fensters, des Pillersattels, des nördlichsten Pitztals und im Inntal im Abschnitt Roppen – Telfs – Zirl. Die strukturgeologischen Untersuchungen von MATTMÜLLER (1991) zur Deckenkinematik des Unterengadiner Fensters geben zur Vermutung Anlass, dass die Ötztal-Decke im Obermiozän auf den Nordostrand (im Abschnitt Nauders – Pfunds – Prutz) eines bereits im Oligozän freigelegten „älteren“ Unterengadiner Fensters aufgeschoben wurde (s. Abb. 5). Das Entwässerungssystem des Paläo-Inn (vgl. HANTKE, 1987, 1989) veränderte sich dabei nur graduell, ebenso wie im Bereich der steilstehenden Aufschiebung der Ötztal-Decke auf die Nördlichen Kalkalpen (deren Strukturen nach N aufgebogen wurden) und entlang der dextralen Telfer Seitenverschiebung. In diesem Kontext ist auch die störungsgebundene Anlage des Stanzertales (Stanzertal-Linie) und von Teilen des Paznauntales als beherrschende Talformen auf Blatt Landeck zu sehen (s. Kapitel 5.2.2.3.).

6.4. Landschaftsentwicklung vom Pliozän bis ins Quartär

Bis in die heutige Zeit wird der westliche und zentrale Teil der Ostalpen von einem ausgeprägten Hochgebirgsrelief bestimmt, dessen Entwicklung im Zusammenhang mit großer Krustenmächtigkeit, bis heute anhaltender Oberflächenhebung und letztlich Überprägung durch die mehrfache eiszeitliche Vergletscherung zu sehen ist.

Ab dem **Pliozän (5,3–2,6 Ma)** bis in die heutige Zeit erfolgte durch verstärkte Erosion eine weitere Umgestaltung des Alpenorogens zum gegenwärtigen Hochgebirge (FRISCH et. al., 2002, 2008). Die anfallenden großen Schuttmengen wurden von den Flüssen in die Vorlandbecken des Nördlichen und Südlichen Alpenvorlandes verfrachtet. Das Talsystem der Alpen war mit Beginn des **Quartärs vor ca. 2,6 Ma** (Zeitangabe nach GIBBARD et al., 2010) in den Grundzügen bereits fertig angelegt. Es bekam wie ein Großteil des Ostalpenreliefs durch die Eiszeiten zusätzlich einen markanten „glazialen Schriff“, der seine Spuren morphologisch in Karen, Graten und Hörnern, U-förmigen und Hängetälern, Rundhöckern und vielfach in ausgedehnten glazialen, glaziofluvialen und glazilimnischen Ablagerungen hinterließ.

Aus den Ostalpen sind bisher vier Glaziale seit dem Beginn des Mittelpleistozäns (ca. 800 ka; VAN HUSEN, 2000) nachgewiesen worden, die durch Vollvergletscherungen des Gebirges (Eisstromnetz) und große, ins Alpenvorland reichende Piedmontgletscher gekennzeichnet waren. Diese Eiszeiten sind nach Flüssen des bayerisch/schwäbischen Alpenvorlandes (Günz, Mindel, Riss und Würm) benannt. Die Maximalausdehnung der Gletscher während dieser Eiszeiten ist durch Endmoränenkränze und genetisch damit verbundene proglaziale Schotterfluren, welche heute als Terrassenstufen vorliegen, dokumentiert (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 2000). Aus dem Vergleich mit der globalen Klimaentwicklung ist abzuleiten, dass es zusätzlich auch weniger ausgeprägte Vergletscherungen gab. Deren Dokumente in den alpinen Tälern – wie auch die Belege vergangener Interglaziale, wie beispielsweise Schieferkohlen (verpresste Moorablagerungen) – wurden großteils während der oben erwähnten Großvergletscherung wieder erodiert. Zumeist liegen Daten über die inneralpine Klimaentwicklung nur lückenhaft an der Oberfläche (s. VAN HUSEN, 2000) bzw. in Höhlen (Speläotheme; s. SPÖTL et al. [2005], MEYER et al. [2009]) vor.

Da im Bereich des Blattes Landeck keine Zeugen für die Vergletscherung und Klimaentwicklung vor dem Würm-Hochglazial (ca. 27–21 ka BP; basierend auf kalibrierten ¹⁴C-Daten in PATZELT [2002a] und PREUSSER [2004]) vorhanden sind, ist man hinsichtlich der Rekonstruktion des Klimaganges vom Letzten Interglazial (Riss/Würm-Interglazial, 130–115 ka BP) bis zur letzten Vollvergletscherung (Würm-Hochglazial) und ihren landschaftsprägenden Auswirkungen auf die Dokumente im Unterinntal, von Innsbruck ostwärts, angewiesen. Nach neueren Forschungsergebnissen belegen zumindest Teilbereiche der Höttinger Brekzie eine Schuttfächerablagerung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen unter interglazialen bis interstadialen Bedingungen (GEMMEL & SPÖTL, 2009). Von vergleichbaren Bildungen ist auch an den Südbahängen der Lechtaler Alpen im Bereich Landeck auszugehen. Für den Zeitraum des Unteren Würm (Frühwürm, 115–73 ka) ist jedenfalls im Raum Innsbruck eine Eisfreiheit plausibel (SPÖTL & MANGINI, 2006). Bei Betrachtung der morphologischen Gegebenheiten (d. h. Nähe zu rezenten Gletschern) im oberen Inntal ist davon auszugehen, dass Teile dieses hoch gelegenen inneralpines Gebietes bereits während der zwei markanten Stadien des Frühwürms und der damit verbundenen Klimarückschläge vergletschert waren. Die in das Mittelwürm datierten Sedimente der Mittelgebirgsterrassen östlich von

Innsbruck (Bändertone von Baumkirchen) belegen, dass jedenfalls ab 45 ka BP (PATZELT & RESCH, 1986; KLASSEN et al., 2007) eine markante Klimaverschlechterung mit Absenkung der Baumgrenze und der Frostschuttgrenze einsetzte. Diese hatte im Inntal eine enorme Sedimentation mit vorbauenden Schwemmfächern aus den Seitentälern und seichten Seen mit Stillwasserablagerung dazwischen zur Folge. Die Oberkante der Bändertone markiert den Beginn des Oberwürm und auch des Würm-Hochglazials (CHALINE & JERZ, 1984). Das Inntal war damit bis etwa 27 ka BP (PATZELT, 2002a) eisfrei. Erst danach setzte die Entwicklung des Eisstromnetzes ein.

6.4.1. Eisaufbau und Übergang zur Vollvergletscherung des Würm-Hochglazials

Der Aufbau zum hochglazialen Eisstromnetz nahm in dem für Blatt Landeck relevanten Inngletschersystem seinen Ausgang in den hohen Gebirgszügen des Engadins, der Silvrettagruppe und der Öztaler Alpen. Die Gletscher folgten dem bestehenden, störungsbedingt angelegten Talsystem mit ausgedehnten Hochflächen südlich des Inn und den nördlich über dem Inntal steil aufragenden Nördlichen Kalkalpen. Da die mächtigen Eisströme der Zentralalpen sich beim Anwachsen gegenseitig blockierten – wie beispielsweise bei Landeck der Stanzertal-, Paznauntal- und Inngletscher –, wurde in deren Folge die Eisoberfläche über die Schneegrenze angehoben (VAN HUSEN, 2000). Dieser Zuwachs an Akkumulationsfläche ermöglichte ein beschleunigtes Anwachsen und Vorstoßen des Inngletschers, in dessen Folge schon bald auch tief eingeschnittene Wasserscheiden wie der Fernpass (ca. 1200 m), die Seefelder Senke (ca. 1200 m) und die Achensee-furche (ca. 950 m) in Richtung Norden überflossen wurden. Somit gelangte Eis von den Zentralalpen in die Täler der Kalkalpen, noch bevor diese von der dortigen Eigenvergletscherung erfüllt waren. Während des Höhepunktes des Würm-Hochglazials existierte mit Vollendung des Eisstromnetzes ein genereller S-N-Gradient der Eisoberfläche, womit auch höhere Wasserscheiden als Eisübertritte (Transfluenzen) fungierten. Letztlich waren die vom Inngletscher genährten Vorlandgletscherloben ungleich größer als die, die vorwiegend von Gletschern der Nördlichen Kalkalpen gebildet wurden, wie beispielsweise der Lechgletscher, der nur einen geringen Eiszufluss vom Inngletscher erhielt.

Während des letzten würmzeitlichen Gletscherhochstandes (LGM – Last Glacial Maximum) um etwa 24–21 ka BP (PREUSSER, 2004) waren das Oberinntal und seine Nebentäler (Paznauntal, Stanzertal) bis über 2000 m Höhe (im oberen Stanzertal und Paznauntal über 2300 m [PENCK & BRÜCKNER, 1909]) von einem mächtigen Eisstrom erfüllt (vgl. Karte des würmzeitlichen Eishochstandes von JÄCKLI [1970], VAN HUSEN [1987] und SCHLÜCHTER et al. [2009]). Nur die höchsten Gipfel ragten als Nunatakker aus diesem Eisstromnetz heraus. Die Eisoberkante wurde über Schliftgrenzen und Findlingsstreu schon sehr früh in der umfassenden Arbeit von PENCK & BRÜCKNER (1909) in Grundzügen ermittelt. Neben den Öztaler Alpen und dem Oberengadin bildete auch die Silvrettagruppe ein regionales Vereisungszentrum, von dem die Gletscher nach allen Seiten ausströmten (HANTKE, 1983; FLORINETH, 1998). Ein gesondertes Gletschersystem – mit der Kulmination im Lechquellengebiet – bildete der Lechgletscher aus. Beispielsweise floss über den Flexenpass (1773 m) Eis nach S ins Klostertal (auf ÖK 143 St. Anton) (AMPFERER, 1915; 1929). Laut AMPFERER (1929) gab es möglicherweise auch Eisübertritte von S nach N über das Almajurjoch (2237 m), das Kaiserjoch (2310 m) und das Alperschonjoch (ca. 2300 m) vom Stanzertal in das Lechtal. Allerdings sind aus der Literatur bisher aus dem oberen Lechtal keine glazialen Ablagerungen mit kristallinen Geschieben bekannt.

Morphologische Zeugen der kaltzeitlichen Vergletscherungen (in erster Linie des Letzten Glazialen Maximums), insbesondere **Abtragsformen** über Festgesteinen, sind vielerorts überliefert: Täler mit U-förmigem Querschnitt, Hängetäler, Kare und Karlinge, Schlifffgrenzen, Rundhöcker und Gletscherschliffe. Beispiele hierfür sind die südlichen Täler des Paznaunales, das Madautal und seine Seitentäler (z. B. das Alperschontal). Klassische Talquerschnitte mit U-förmigem Profil und durch Eisübertritte (sogenannte Transfluenzen) überformte Passlandschaften bieten in der westlichen Verwallgruppe (ÖK 143 St. Anton) die Quelltäler der Rosanna (Schönverwall-Ochsental) und die dortigen Übergänge ins Montafon (Silbertaler, Verbeller Winterjöchle, etc.). Rundhöcker und Gletscherschliffe finden sich besonders schön ausgebildet auf der Mittelgebirgsterrasse von Stanz, im Zwickel zwischen Paznaun- und Stanzertal NW über Glitt und auf der Südseite des Stanzertales SW gegenüber Flirsch; die „glaziale Striemung“ ist hier v. a. auf den Laserscanaufnahmen des Landes Tirol (<http://tiris.tyrol.at/>) sehr gut zu erkennen. Weitere Beispiele aus unmittelbar angrenzenden Gebieten sind die Rundhöckerlandschaften am Arlbergpass (1793 m, ÖK 143 St. Anton) und am Pillersattel (1556 m, ÖK 145 Imst). Die breite Passfurche des Pillersattels belegt eine Richtung der Gletscherschrammen, die steil vom Inntal nach NE emporweist. Dies zeigt sehr eindrücklich, dass der hochglaziale Inngletscher aus dem Engadin kommend verstärkt durch den seitlich zufließenden Kaunertaler Gletscher hauptsächlich über den Pillersattel nach NE abfloss (vgl. MACHATSCHKEK, 1933, 1934) und nicht in das Quertal nach Landeck einbog. Ebenso erscheint es plausibel, dass der Sannagletscher – durch den Venetberg (Gländerspitz 2512 m) vom Inngletscher getrennt – den Haupteisstrom bis Imst bildete. Am Eintritt des Inntales in den Schluchtabschnitt zwischen Zams und Imst sind die Talflanken und niedrigeren Gipfel (Brandjöchel, 2045 m und Hundsfalle, 1684 m) beidseits der Mündung des Zammer Lochs glazial sehr stark abgeschliffen und heben sich morphologisch klar von den schroffen Konturen der Lechtaler Alpen ab, welche während des Höhepunktes der Vollvergletscherung aus dem Eis als Nunatakker herausragten. Glazial abgerundete Formen zeigen ebenso die Trams bei Landeck und die NW-Abhänge des Venetberges auf der Ostseite des Inntales.

Glaziale Übertiefungen in inneralpinen Bereichen sind generell das Resultat von höheren Eisfließgeschwindigkeiten, meist in Kombination mit den Wirkungen von unter Druck stehenden Schmelzwässern an der Gletscherbasis (VAN HUSEN, 2000).

Die Übertiefung im Inntal bei Landeck von mindestens 100 m, die aus Bohrungen und refraktionsseismischen Messungen bekannt ist (FUCHS, 1967; POSCHER, 1993), resultiert aus dem Zusammenfluss (Konfluenz) von den Eisströmen aus dem Paznaun-, Stanzer- und Oberinntal.

Es gibt in den engen Tälern nur kleine Flächen, die von subglazialen Sedimenten, d. h. von Grundmoräne, geprägt sind. Dies hängt sicherlich zum Großteil mit der nachfolgenden Überprägung durch gravitative Massenbewegungen und mit der Überdeckung durch Eisrand-, Mur- und Hangschuttablagerungen zusammen (s. Kapitel 7.4.).

6.4.2. Würm-Spätglazial

Phase des Eiszerfalls

Mit Beginn des Würm-Spätglazials um etwa 21 ka BP (REITNER, 2007) stieg die Schneegrenze an und weite Bereiche des Inngletschers lagen als nicht mehr genährte, d. h. stagnierende Gletscherzungen vor, die in sich zusammensanken und

sich in weiterer Folge in räumlich getrennte Eiskörper, sogenanntes Toteis, separierten. Gletschervorstöße des frühen Spätglazials (während des Eiszerfalls) beschränkten sich auf kleinere Vorstöße von Lokalgletschern, die sich schon vom niederschmelzenden Eisstromnetz separiert hatten (REITNER, 2007). Möglicherweise zählen dazu auch die von AMPFERER (1929) bei St. Jakob im Stanzertal beschriebenen Endmoränen (die er mit seiner „Schlussvereisung“ in Zusammenhang bringt) und weitere Endmoränen (aus Laserscankarten des Landes Tirol ersichtlich; <http://tiris.tyrol.at/>) an der Mündung des Oberen Klausbaches (Flirscher Ferner), des Dawingrabens oder des Urgtales, die jeweils eine Ausdehnung der Lokalgletscher bis in die Haupttäler anzeigen.

Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial, z. B. von Moräne sowie von großen Schmelzwassermengen, wurden Lockerse-dimentkörper am Rand der kollabierenden Toteiskörper abgelagert. Man spricht daher von Staukörpern am Eisrand. Die Ablagerung erfolgte meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden und einsinkenden Eises, besonders dort, wo sich Eiskörper aufgrund ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten. Ein möglicher Beleg für diese Phase liegt in den Terrassen-sedimenten bei Stanz und Grins vor. Da die großen alpinen Täler schon etwa vor 19 ka BP eisfrei waren (VAN HUSEN, 2000; REITNER, 2007), ist es wahrscheinlich, dass auch der Raum Landeck eisfrei und das übertiefte Talbecken erst als See vorlag, der in weiterer Folge verfüllt wurde. Dieser Verfüllungsprozess wird durch die Abfolge von mächtigen Schluffen, Sanden und letztlich Kiesen – einer typischen Deltaabfolge – in den dort abgeteuffen Bohrungen (FUCHS, 1967) dokumentiert.

Gschnitz-Stadial und Glazialbildungen aus dem jüngeren Spätglazial

Nach dem Abschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie, ungehinderte Entwässerung. Die zuvor abgelagerten Eisrandsedimente wurden überwiegend wieder erodiert (vgl. WINKLEHNER, 1996). Während des markanten Klimarückschlags des Gschnitz-Stadials (das Alter wurde an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsaltersdatierung [¹⁰Be] von Moränenblöcken auf 15 900–15 400 a BP bestimmt [KERSCHNER et al., 2003; IVY-OCHS et al., 2006b]) ereignete sich ein weit verbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstoß der großen Alpengletscher. Aus der Rekonstruktion des gschnitzzeitlichen Gletschers an der Typlokalität im Gschnitztal und dessen Gleichgewichtslinie postulierten KERSCHNER et al. (2003) (vgl. auch GROSS et al., 1977) eine Absenkung der Schneegrenze von ca. 700 m gegenüber jener vom 1850er Stand und ein kaltes (Rückgang der Sommertemperatur von bis 10° gegenüber heute) und trockenes Klima (vgl. KERSCHNER, 2009).

Zumeist kann über die Gletscherausdehnung im Inntal und dessen großen Seitentälern während des markanten Klimarückschlages des Gschnitzstadials (vgl. KERSCHNER, 2009) nur spekuliert werden: Die größeren Täler waren vermutlich noch vergletschert. In günstigen Fällen erreichten die Gletscherzungen auch die Haupttäler wie das Inntal. Das Fehlen von Endmoränen in diesen Positionen könnte nach POSCHER (1993) auch darauf zurückzuführen sein, dass in den Haupttälern noch Seen vorlagen, in die die Gletscherzungen kalbten. Jedenfalls liegen für diesen Zeitraum keine verlässlichen Anhaltspunkte für die Ausdehnung des Inn-gletschers (mit Einzugsgebiet im Engadin) vor und so bleibt die von HANTKE (1983) skizzierte Lage der Inn-gletscherzunge knapp oberhalb von Landeck eine Vermutung.

Mögliche weitere Gletscherenden des Gschnitzstadiums werden von BLAAS (1902) im Stanzertal bei Strengen und im Paznauntal bei Ulmich (etwa 3 km SW von Kappl) angenommen.

Auch die Genese der höchsten Terrassenstufen bei Landeck (Stadtteile Angedair und Perfuchs) wird mit den Vorstellungen zur Gletscherausdehnung während dieser Phase verknüpft, ohne dass derartige Vermutungen durch Altersdatierungen gestützt sind. So könnten diese Lockersedimente die Reste der talaufhöhenden Sanderschüttungen im unmittelbaren Gletschervorfeld eines oberhalb von Landeck stirnenden, ?gschnitzzeitlichen Inngletschers repräsentieren (HANTKE, 1983). Eine Korrelation der lakustrinen bis fluviatilen Talbeckenfüllungen von Landeck mit den in ähnlicher Höhe liegenden lakustrinen Sedimenten bei Finais NE von Zams (ÖK 145 Imst [HARTLEITNER, 1993]), bei der Kronburg (KÖHLER, 1977) und im Großraum Imst (Gurgltal, Arzl; ÖK 145, 115, 116 [AMPFERER, 1915, 1935; MACHATSCHKEK, 1934, 1936a; BICHLER, 1995]) bietet sich an und wird in POSCHER (1993), POSCHER & BICHLER (1993) und BICHLER (1995) ausführlich diskutiert. Die Delta-Topsets, die ein verhältnismäßig stabiles Seespiegelniveau anzeigen, liegen allerdings bei Arzl im Pitztal 30 m höher als die höchste Terrasse bei Landeck (BICHLER, 1995). Damit ist ein großer zusammenhängender See mit einem stabilen Seespiegelniveau zwischen Imst und Landeck, der nach HANTKE (1983) durch einen Eiskörper am Ausgang des Ötz- oder Pitztals gestaut worden wäre, unwahrscheinlich. Unabhängig von diesen Überlegungen zeichnet die Bildung der tieferen Terrassenstufen jedenfalls die sukzessive Tieferlegung des Inn nach. Als Zeitraum dafür kann derzeit nur Spätglazial bis Holozän angegeben werden.

Die Eisfreiheit in großen Teilen des Oberengadin um 15,5 ka BP (IVY-OCHS et al., 2008, 2009) gibt ein Eckdatum für die zeitliche Ausdehnung des gschnitzzeitlichen Gletschervorstößes im Inntal. Danach fand ein Zurückweichen der Gletscher (nur mehr Lokalgletscher) in die höheren Seitentäler, Talschlüsse und Karäume statt. Diese Rückzugsphase, begleitet auch von einem Höherwandern der Permafrostuntergrenze, wurde von zwei Vorstößen unterbrochen: Während dem größeren Clavadel-/Sendersstadium (MAISCH, 1982) stirnte der Inngletscher hierbei südlich von Zernez und damit zwischen Sankt Moritz und der Staatsgrenze. Während des schwer abgrenzbaren Daunstadiums, welches in die letzte Phase der Ältesten Dryas (>14 ka BP) fällt, lag der Inngletscher schon im Oberengadin im Raum St. Moritz. Zur Gletscherausdehnung während der eben genannten zwei Stadien auf Blatt Landeck lässt sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt nichts sagen.

Im etwa 2000 Jahre umfassenden Bölling-Allerod-Interstadial (KERSCHNER, 2009) erfolgte eine markante Klimaverbesserung und damit einhergehend eine Wiederbewaldung mit Birken und Föhren, wie das Lansermoor-Profil (BORTENSCHLAGER, 1984) belegt.

Der erneute Klimarückschlag während der Jüngerer Dryas führte zu einem Wiedervorstöß der Gletscher um 12,5–11,5 ka BP, dem Egesenstadium (s. KERSCHNER, 2009). Das Egesenstadium ist durch mehrere Gletschervorstöße charakterisiert, die eine vielgliedrige Moränenserie mit Stabilisierung um 11,5 ka BP (KERSCHNER et al., 2008) hinterließen. So sind in den Hochtallagen der Verwall- und Silvretta-gruppe drei gut erhaltene und akzentuierte End- und Seitenmoränenstaffeln aus dieser Phase dokumentiert (KERSCHNER, 1978; SAILER, 2002; HERTL, 2000). Generell lag die Schneegrenze im Vergleich zur Gletscherausdehnung um 1850 etwa 150–400 m tiefer, wobei die höheren Werte am niederschlagsreichen Alpenrand vorlagen. Das instabile Klima mit Vorstößen und Rückzügen war in der frühen Phase feucht und kühl. Die trocken-kalte Spätphase ist durch Gletscherrückzüge und großflächige Blockgletscherentwicklungen im Bereich des eisfrei gewordenen Maximalvorstößes, d. h. durch eine weite Verbreitung des alpinen Permafrostes, gekennzeichnet (KERSCHNER, 2009). Die Blockgletscher und damit die Untergrenze des Permafrostes reichten damals generell etwa 600 m tiefer herab

als gegenwärtig. Die meisten Blockgletscherablagerungen auf dem Kartenblatt Landeck dürften dieser Phase zuordenbar sein.

So wie in anderen ehemals vergletscherten Gebieten (REITNER et al., 1993; VAN HUSEN, 2000) ist davon auszugehen, dass **die meisten großen Massenbewegungen** an den glazial übersteilten Talflanken unmittelbar mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung schon im frühen Spätglazial einsetzten. Massenbewegungen, insbesondere die Talzuschübe, die auch noch heute aktiv sind, sorgten immer wieder für Talverlegungen und episodische Aufstauung von Flussläufen, beispielsweise bei Fließerau und See i. Paznauntal (s. Kapitel 9.1.1.1.).

6.4.3. Holozän

Mit dem markanten Temperaturanstieg am Beginn des Holozäns vor 11,5 ka BP setzte die vollständige Wiederbewaldung bis hinauf in alpine Regionen (bis 2400 m Höhe [VEIT, 2002]) ein. Dies resultierte in einer geringeren Erosion der Bergflanken. Nennenswerte Sedimentakkumulationen fanden auf Schutt-, Mur- und Schwemmkegeln statt, wie PATZELT (1987) anhand der holozänen Sedimentationsgeschichte im Inntal zeigen konnte. Die Gletscher waren bereits ab 10,5 ka BP auf neuzeitliche oder kleinere Größen zurückgeschmolzen. Als Maßstab für die Maximalausdehnung während des Holozäns dienen die noch frischen 1850er Moränenstände. Zur Vertiefung der holozänen Gletschergeschichte sei auf die Arbeit von NICOLUSSI & PATZELT (2001) über den Gepatschferner (Kaunertal) und die Pasterze (Hohe Tauern) verwiesen.

Das Klima und die Gletscher pendelten im Holozän einige Male zwischen heutigen und z.T. wärmeren Verhältnissen und jenen um 1850. Die Amplitude der Temperaturschwankungen lag im Rahmen von 1,5°C (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1978). Davon abweichend sind zwei Gletschervorstöße dokumentiert. Das Kartellstadium von FRAEDRICH (1979, 1983), nach dem Kartellboden im Moostal/Verwallgruppe benannt, mit einer Schneegrenzdepression von etwa 120 m weist eine Moränenstabilisierung bei 10,8 ka BP (Expositionsdaten [SAILER, 2002; IVY-OCHS et al., 2006a, 2009]) auf. Im Kromertal (Silvrettagruppe, Montafon) wurde ein weiterer, wesentlich größerer Gletscherstand als 1850 mit einer geschätzten Schneegrenzdepression von 80 m mit 8,4 ka BP datiert (KERSCHNER et al., 2006). Wegen fehlender Vergleichsdaten aus anderen Gebieten der Alpen ist die eigenständige Stellung dieses Gletscherstandes (Kromerstadium) bisher noch in Diskussion.

Informationen zu frühen menschlichen Eingriffen in die Umwelt (Rodungen, Ackerbau, Weidewirtschaft, Bergbau) lieferte die vegetationskundliche Auswertung (Pollenanalyse, Dendrochronologie, ¹⁴C-Datierungen) des Moores auf der Komperdellalpe, wo seit 3,8 ka BP (Bronzezeit) Rodung und Weidewirtschaft nachgewiesen sind (NICOLUSSI, 2002; Details s. Kapitel 7.4., Legendenummer 7).

Zu den bedeutendsten Landschaftsveränderungen zählt der in den letzten Jahren verschärfte Rückgang der kleinen aber prägnanten Gletscher in der Verwallgruppe und in den Lechtaler Alpen (vgl. PICHLER, 1995). Die seit dem Hochstand von 1850 freigewordenen Moränenareale stellen wegen der Frische der Sedimente bedeutende Sedimentabtragsgebiete mit daraus resultierenden Muren-, Wildbach- und Schwemmfächerbildungen dar.

Das katastrophale Jahrtausendhochwasser von 2005 mit den gewaltigen Erosionsleistungen und Sedimentumlagerungen der Wildbäche (HABERSACK & KRAPESCH, 2006) zeigte, dass die Landschaftsgestaltung weiter geht und unseren Lebensraum maßgeblich beeinflusst (s. Kapitel 9.1.2.).

Gegenwärtig sind neben den aktiven Massenbewegungen die Muren- und Wildbachaktivität im Zuge von Hochwässern für den Hauptabtrag des Gebirges bzw. die talwärtige Verlagerung von Fest- und Lockergesteinsmaterial verantwortlich. Einen nicht unerheblichen Beitrag zum Massenabtrag des Gebirges liefert auch das in höheren Gebirgsregionen verstärkte Auftauen des Permafrostes.

7. Erläuterung zur Legende (Gesteine und sonstige Legendelemente)

UCIK, F.H., BERTLE, R.J. & PESTAL, G. (Penninikum)

PESTAL, G., NOWOTNY, A., ROCKENSCHAUB, M. & SCHUSTER, R.
(Ostalpin ohne Nördliche Kalkalpen)

KRAINER, K., ORTNER, H., GRUBER, A. & BRANDNER, R. (Nördliche Kalkalpen)
PESTAL, G., GRUBER, A. & REITNER, J.M. mit Beiträgen von DRAXLER, I. (Quartär)

In diesem Kapitel werden die Legendausscheidungen der Karte beschrieben. Gemäß den redaktionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt erfolgt ihre Erläuterung in absteigender Reihenfolge, beginnend mit Nummer 119, endend mit Nummer 1. Zu Beginn wird auch noch kurz 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 lithostratigraphischen Einheiten und Lithologien in den Nördlichen Kalkalpen und in der Zone von Puschlin einer stratigraphischen Abfolge entspricht, während dies im Silvretta-Kristallin und im Penninikum nur teilweise gegeben ist. Die in den Legendenüberschriften genannten tektonischen Einheiten und einige übergeordnete lithostratigraphische Einheiten wurden bereits in Kapitel 5. erläutert.



Abb. 9.

Die Trisanna-Klamm (rechts der Bildmitte zu erkennen), ein Naturdenkmal, bildet gemeinsam mit der Trisannabrücke und dem Schloss Wiesberg eine imposante Erscheinung. Die Trisannabrücke hat eine Höhe von 87 m und eine Länge von 120 m. Sie wurde 1884 errichtet und 1964 durch eine neue Eisenbahnbrücke ersetzt.

Foto: G. PESTAL.

7.1. Diverse Zeichen

Naturdenkmal (HOFMANN, T.)

Die für den Naturschutz in erster Instanz zuständige Bezirkshauptmannschaft Landeck weist die Trisanna-Klamm als Naturdenkmal mit der internen Nr.3 innerhalb des dort geführten Naturdenkmalbuches aus. Das Naturdenkmal liegt im Bereich der Gemeinden Tobadill, Kappl und Strengen und wird wie folgt bezeichnet: „Trisanna-Klamm bei Wiesberg, flussaufwärts des Elektrizitätswerkes bis 2 km oberhalb der Gfällbrücke“. Die Unterschutzstellung geht auf das Jahr 1928 zurück (HOFMANN, 2000). Randlich dieses Gebietes liegen die Trisannabrücke, eines der Wahrzeichen der Arlbergbahn, und das Schloss Wiesberg, das den Eingang ins Paznauntal beherrscht (s. Abb. 9).

Fundstelle von Mikrofossilien bzw. von Makrofossilien

Mit den Fossilzeichen sind Lokalitäten im Bereich des Unterengadiner Fensters markiert, an denen stratigraphisch bedeutende Fossilien gefunden wurden (s. Legendenummer 94 und 95).

Bohrung

Im Landecker Talbecken sind bei Perfuchs und NE Perjen auf Schotterterrassen 3 Bohrungen eingezeichnet. Sie entsprechen den von FUCHS (1967) beschriebenen 4 Bohrungen (Bohrung 2 u. 3 sind zusammengefasst und etwa 100 m zu weit S eingetragen), die im Zuge eines Erkundungsprogrammes für die Trinkwasserversorgung der Stadt Landeck durchgeführt wurden. Ihre Endteufen liegen bei 17,5 m, 27 m, 22 m und 70 m und enden in Lockergesteinen (s. Abb. 23). Kennzeichnend in den Bohrprofilen ist eine „Unten-fein-oben-grob“-Abfolge (CU), die mit Feinsanden und Schluffen beginnt und über Grobsande und Kiese in Grobkiese und Geröll führende (bis 50 cm Durchmesser) Schotter übergeht. Hierbei erreichen die Feinsedimente in der tiefsten Bohrung mindestens 50 m Mächtigkeit (FUCHS, 1967). Die Abfolge spiegelt die Auffüllung eines Sees durch vorschütende Flüsse wider.

Bergbau, außer Betrieb

Mit diesem Zeichen sind alle ehemaligen, vor allem montanhistorisch relevanten Bergbaugebiete des Kartenblattes gekennzeichnet, in denen Erze (Silber, Kupfer, Eisen, Quecksilber, Mangan, Blei und Zink) abgebaut oder beschürft wurden (s. Kapitel 11.).

Steinbruch

Das Steinbruchsymbol kennzeichnet sowohl Abbaue auf Festgesteine (s. Kapitel 11.), die in Betrieb stehen, als auch jene, die sich während der geologischen Aufnahmen für GÖK 144 Landeck in Betrieb befanden.

Sand- und Kiesgrube

Unter diesem Symbol sind Abbaustellen eingetragen, in welchen Lockergesteine periodisch abgebaut wurden bzw. noch abgebaut werden (s. Kapitel 11).

Mineralisierte Quelle

In der Karte GÖK 144 Landeck sind zwei mineralisierte Quellen verzeichnet, die als Schwefelquelle bei Grins und als Eisenquelle nördlich der Masnerhütte (2338 m) bekannt geworden sind.

Die Erstgenannte befindet sich im Mühlbach etwas oberhalb der Ortschaft Grins (1006 m) und ist auch in der Karte ÖK 144 Landeck als „Schwefelquelle“ (bzw. in der 1999 ausgegebenen topographischen Karte als „Wildbadquelle“) eingetragen. Sie besitzt ansehnliche Calcium-, Magnesium- und Sulfat-Gehalte, wurde ab dem Mittelalter periodisch als Heilbad betrieben und war im Tiroler Oberland weit über die Gemeindegrenzen hinaus bekannt. Die Schwefelquelle tritt nahe der Kalkalpenbasis (in ca. 1200 m SH; s. Fototafel Abb. XV) in tektonisch verschuppten Gesteinen (Gips führenden Karbonatgesteinen der Reichenhall-Formation (54), Alpinem Buntsandstein (55) bzw. Alpinem Verrucano (56)) aus. Im Jahr 2003 wurde zur besseren Nutzung der Heilquelle eine ca. 300 m lange Schrägbohrung abgeteuft. Aktuell liefert die Quelle ca. 12 l/sec, die Wassertemperatur beträgt rund 20°C (WINKLEHNER, pers. Mitt.).

Von mehreren mineralisierten Wasseraustritten im Bereich der Masner Alm ist bekannt, dass sie rot gefärbten Sinterkalk bzw. Eisenerker absetzen (s. Fototafel Abb. XVI). UČIČ (1997) vermutete, dass diese Quellen bei von Moränen verdecktem Untergrund im „jungpaläozoischen Alpinen Verrucano“ bzw. im disseminiert vererzten Ladiser Quarzit ihren Ursprung haben (s. Legendennummer 100).

119 Zone mit gehäuftem Vorkommen von Mylonit, Ultramylonit und Pseudotachylit

Im Bereich der Überschiebung der Silvretta-Decke über das Unterengadiner Fenster lässt sich im Silvretta-Komplex eine Zone mit gehäuftem Vorkommen von Mylonit, Ultramylonit und Pseudotachylit kartieren. Während in den Gesteinen im Liegenden der Silvretta-Überschiebung jegliche Spur von Myloniten und Pseudotachyliten fehlt, sind die Gesteine der Silvretta-Decke unmittelbar im Hangenden der Deckengrenze in einem mehrere hundert Meter breiten Abschnitt deutlich mylonitisiert, vergrünt und von einem Scherflächen-Netz mit zahlreichen Zerrklüften durchzogen. Häufig zeigt sich eine Vergesellschaftung von Myloniten und Ultramyloniten, die abschnittsweise in diskontinuierlichen, linsenförmigen Zonen auftreten. Bereichsweise sind hier auch Pseudotachylite recht verbreitet, die als extrem feinkörnige Festgesteine ausgebildet sind. Meist durchdringen sie in gangartigen Netzwerken das Nebengestein. Diese Pseudotachylit-Netzwerke entwickeln vielfältige Formen und variieren auch in Bezug auf Ausdehnung und Mächtigkeit. Angefangen von feinsten Adern bis zu gangförmigen Konstrukten, die mehrere Meter Dicke erreichen, durchziehen sie kreuz und quer das Nebengestein. Oft bildet sich eine Art Brekzie, deren Komponenten (mehr oder weniger stark mylonitisierte Orthogneise, Paragneise oder Amphibolite) von schwarz oder grün gefärbten Pseudotachyliten zusammengehalten werden (s. Abb. 10). Viele Beobachtungen weisen auf ein abruptes Zerreißen des Gesteins hin, wobei sich diese ruckartigen Bewegungen oft entlang von Lagen konzentrieren, die zur Schieferung diskordant verlaufen. Die dabei entstehenden Hohlräume wurden unverzüglich mit Gesteinsbruchstücken aus der unmittelbaren Umgebung und mit Pseudotachylit gefüllt.

Es wird angenommen, dass die Genese der Mylonite, der Pseudotachylite und der Ultramylonite mit dem eoalpinen Ereignis verknüpft ist (KOCH & MASCH, 1992). Während die Entstehung der Pseudotachylite und der Mylonite in einer frühen Phase im Zuge der Abscherung der Silvretta-Decke ihren Anfang genommen hat, fällt die Bildung der Ultramylonite in der Zeit des Deckentransportes mit dem Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose zusammen. Diese Metamorphose erfolgte im Untersuchungsgebiet unter Bedingungen, die das Wachstum von Stilpnomelan beziehungsweise die Koexistenz von Chlorit-Hellglimmer-Albit und Quarz in den Para- und Orthogneisen ermöglichten. Klinozoisit/Epidot-Chlorit-Albit und Aktinolith waren in den Amphiboliten stabil. Als Zeitabschnitt, in dem diese tektonischen

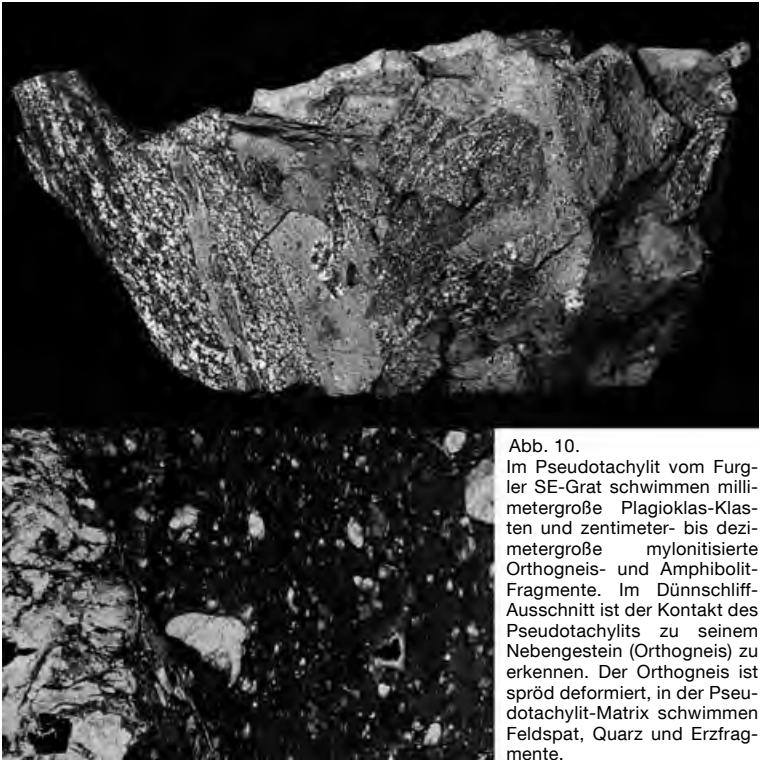


Abb. 10.
Im Pseudotachylit vom Furgler SE-Grat schwimmen millimetergroße Plagioklas-Klasten und zentimeter- bis dezimetergroße mylonitisierte Orthogneis- und Amphibolit-Fragmente. Im Dünnschliff-Ausschnitt ist der Kontakt des Pseudotachylits zu seinem Nebengestein (Orthogneis) zu erkennen. Der Orthogneis ist spröde deformiert, in der Pseudotachylit-Matrix schwimmen Feldspat, Quarz und Erzfragmente.

Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER.

Prozesse stattgefunden haben, wird die mittlere Ober-Kreide angenommen (s. Kapitel 5.2.2.). Zwei Rb-Sr-Kleinbereichsisochronen von Pseudotachyliten, die aus dem Fimbertal S Ischgl (GÖK 170 Galtür) stammen, ergaben jedenfalls mit 79 Ma bzw. 73 Ma entsprechende Alterswerte (THÖNI, 1988). Diese geochronologischen Untersuchungen engen den Deformationsakt insofern ein, als sie die in der höheren Ober-Kreide erfolgte (Re-)Kristallisation und Abkühlung datieren und somit als Minimalalter aufgefasst werden.

118 Mylonit

Die Mylonite südöstlich der Mittagsspitze, aber auch jene am Wandfuß NW und SE des Scheibenkopfes, wurden vom Kartenblattbearbeiter M. ROCKENSCHAUB kartiert. Es handelt sich ausschließlich um relativ scharf begrenzte Scherhorizonte in den dortigen Augengneisen (79), die Mächtigkeiten von mehreren Metern erreichen. In diesen eng begrenzten Zonen hoher Verformung wurden die Orthogneise verbreitet zu „Weißschiefern“ umgewandelt, die hier hauptsächlich aus Quarz, Hellglimmer und Chlorit zusammengesetzt sind. Charakteristisch für diese ist eine infolge dynamischer Rekristallisation stark reduzierte Korngröße. Insgesamt zeigen die Mylonite eine deutliche planare Textur. Am Wandfuß des Scheibenkopfes sind sie westvergent verfaultet, wobei die Amplituden der Falten in diesen Aufschlüssen bis max. 5 cm betragen.

117 Kataklasit

Im nördlichen Teil der Silvretta-Decke wurden zwischen Landeck und Grins, am Ausgang des Malfontales und im Nahbereich der Zone von Puschlin mehrere Abschnitte mit vielfältigen, extremen Tektoniten kartiert. Ihr Spektrum reicht von kataklastisch zerbrochenen Gesteinen über seltene kohäsionslose Kakirite bis zu schwarzen massiven Myloniten. Diese deformierten Gesteine kennzeichnen Störungszonen und wurden zur Darstellung dieser gewählt, wenn die Tektonisierung makroskopisch zu einer vollständigen Zerstörung des ursprünglichen Gesteinscharakters geführt hat und die Tektonite im Maßstab 1 : 50 000 ausscheidbare Mächtigkeit erreichen. Grundsätzlich können die Tektonite aus verschiedenen Festgesteinen (Paragneis, Quarzit, Glimmerschiefer, Orthogneis und Amphibolit) hervorgegangen sein.

Die Kataklasite können als stark deformierte Festgesteine mit richtungsloser, oft chaotischer Textur beschrieben werden, wobei die Verformung praktisch das gesamte Gesteinsvolumen erfasst hat. Eine Reduktion der Korngröße wird vor allem spröd durch Zerbrechen (Kataklastik), aber auch durch bruchlose Rekristallisation erreicht. So findet sich beispielsweise Quarz als zerbrochenes, undulös auslöschendes (duktil deformiertes) Korn oder aber als feine neue kristallisierte Körnchen. Die Verformung erfolgt im Übergangsbereich spröd-duktile, Lösungsumsatz ist eher selten. Im Gelände sind die Übergänge zu den dunklen, oft schwarzen, duktile deformierten Myloniten schleiend. Diese ebenfalls stark deformierten (mit klar reduzierter Korngröße), teilweise dickbankigen, grobgefaserten, meist aber gut geschieferten Festgesteine zeigen eine klare Flächentextur, oftmals mit Streckungslinear. Es wird vermutet, dass die Bildung dieser Gesteine mit der Abscherung der Silvretta-Decke von ihrer Basis einsetzte (s. Legendenummer 119), aber durch nachfolgende wesentlich jüngere Bewegungsakte immer wieder reaktiviert und fortgeführt wurde.

7.2. Penninikum

Das Penninikum wurde bereits in Kapitel 5.1. erläutert.

7.2.1. Pfundser Zone und Zone von Roz – Champatsch – Pezid

Die zu den Unteren Penninischen Decken gezählte Pfundser Zone und die Zone von Roz – Champatsch – Pezid wurden bereits in Kapitel 5.1.1.1. erläutert.

116 Quarzit („Permoskyth“)

115 Dolomit (Trias)

114 Kalk (Trias)

113 Tonschiefer (Trias)

Im Hangenden der mächtigen Pfundser Zone folgt als nächst höhere Einheit die Zone von Roz – Champatsch – Pezid, die vorwiegend aus tektonisch zerrissenen, verschuppten, Grauen Bündnerschiefern und sehr heterogen zusammengesetzten Bunten Bündnerschiefern besteht, in der aber auch einige „berggroße Schollen“ und zahlreiche kleinere, tektonische Späne, Schollenzüge und Blöcke permomesozoischer Gesteine vorkommen. Die markantesten Beispiele dieser bauen die Stammerspitze (3254 m) und den Burgschrofen (1614 m) SE Prutz auf. Am aktuellen Kartenblatt sind sie in der Südflanke des Frudigerkopfes (2822 m) prominent vertreten. Die Burgschrofen-Stammerspitz-Schuppen umfassen eine permomesozoische Schichtfolge (unter anderem mit Hauptdolomit, Kössener Schichten, Fleckenmergel, Radiolarit und Aptychenkalk), welche nach ihrer Fazies am ehesten an die Unterostalpine Bernina-Decke anzuschließen ist (KLÄY, 1957; OBERHAU-

SER, 1980a). Es wird vermutet, dass diese Gesteine als tektonische Schürflinge in ihre heutige tiefe Position innerhalb der Unteren Penninischen Decken gelangt sind und hier mit Bündnerschiefern die Zone von Roz – Champatsch – Pezid bilden, die als eine Melangezone interpretiert wird (s. auch Kapitel 5.1.1.1.).

Der in der aktuellen Karte im Abschnitt Pezidkopf – Schafbergkamm dargestellte „permoskythische“ Quarzit (116) ist ein heller, grünlicher und gelblicher, Bereichsweise auch zart rötlicher, rund 5 m mächtiger Serizit-Quarzit, der von violetten und grünen Phylliten bis Quarzphylliten begleitet wird. In Dünnschliffen des Quarzits erkennt man unregelmäßig eckige bis gut gerundete Quarzkörner bzw. aus mehreren Mineralkörnern zusammengesetzte Gesteinsfragmente, die in einer feinkörnigen Grundmasse aus Quarz und etwas Serizit liegen. In manchen Abschnitten enthält der Quarzit auch einige wenige Volumsprozente Karbonat. Insgesamt lassen sich diese Gesteine nicht vom Ladiser Quarzit (s. Legendenummer 100) unterscheiden (UCIK, 1997).

Die Karbonatgesteine der Trias – Dolomit (115) und Kalk (114) – wurden in zahlreichen kleineren und größeren Vorkommen angetroffen. Lithologisch handelt es sich um verschiedene helle bis dunkle oder bräunliche Kalkmarmore und Dolomite, die meist keine deutlichen mikrofazialen Strukturen aufweisen. Sie sind teilweise massig, teilweise aber auch plattig oder gebankt, vor allem aber mehr oder weniger stark rekristallisiert. Während die Kalkmarmore duktil deformiert wurden, reagierten die Dolomite spröde, sie sind „zerbrochen, teilweise auch brekziert“ und von Kalzitadern durchzogen. Die Größe der Karbonatgesteine reicht von kaum einen Meter großen Blöcken bis zu mehrere hundert Meter langen Schollen, die Mächtigkeit der Vorkommen erreicht nur ausnahmsweise mehrere Zehnermeter. Während die meisten Vorkommen nur aus einem Gesteinstyp bestehen, wird die am Kamm SSE des Frudigerkopfes (2822 m) auftretende, rund 800 m lange Scholle von verschiedenen Schichtgliedern aufgebaut (s. Abb. 11), unter ihnen

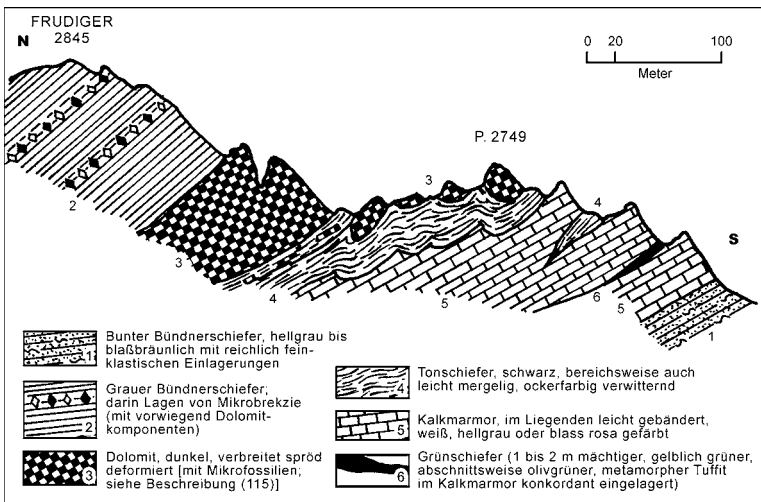


Abb. 11. Profil durch die triassischen Karbonatgesteine des Frudiger-Südkammes, aufgenommen von THUM (1966). Tektonik verändert von UCIK (1997).

sind auch schwarze, leicht mergelige **Tonschiefer (113)**, die gelblich, ockerfarbig verwittern (UČIK, 1997). An Fossilien fand schon HAMMER (1914a) Diploporen und Crinoidenstielglieder, welche aber nicht näher bestimmbar waren. THUM (1966, 1970) gelang in einem schwach kalkigen, dunklen Dolomit der Fund von *Archeodiscus*, *Permodiscus* und „Glomospira-artigen Formen“ (Bestimmung OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt, Wien) sowie von *Glomospirella friedli* KRISTAN (Bestimmung KRISTAN-TOLLMANN, Wien). Diese Formen bzw. ihre Vergesellschaftung sprechen für mittlere bis obere Trias.

112 Kalkglimmerschiefer (Jura – Unter-Kreide)

Der Gepflogenheit HAMMERS (1922; 1923) folgend wird die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer als gesteinskundlich zusammenfassender Kartierungsbegriff für Glimmermarmore und für deutlich metamorphe Kalkschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe verwendet (s. Abb. 12). Etwa zwischen den im Inntal gelegenen Orten Pfunds und Tösens bauen die Kalkglimmerschiefer den zentralen Teil der Pfundser Zone auf, welcher auch dem tektonisch tiefsten Bereich der heute aufgeschlossenen Fensterantiklinale entspricht. Es ist dies jener Abschnitt des Unterengadiner Fensters, in dem die alpine Metamorphose während des oberen Paläogens grünschieferfazielle, bereichsweise auch blauschieferfazielle Bedingungen erreichte (s. dazu auch Kapitel 5.1.1.1.). Gegen das Hangende wird die metamorphe Überprägung der Kalkglimmerschiefer kontinuierlich geringer und sie gehen allmählich und ohne scharfe Grenze in die Grauen Bündnerschiefer über.

Lediglich ein winziger Abschnitt dieses großen, zusammenhängenden Kalkglimmerschiefergebiets erreicht zwischen dem Lafairsbach und dem Schiltbach gerade noch die südöstlichste Ecke des aktuellen Kartenblattes. Lithologisch handelt



Abb. 12.
Kalkglimmerschiefer der Pfundser Zone (NW Tösens, ÖK 145 Imst) in einer unmittelbar oberhalb des Inn gelegenen Felsstufe.
Foto: G. PESTAL.

es sich bei diesen graublauen bis hellgrauen, bereichsweise stark verfalteten Gesteinen um dezimeterdicke, duktil deformierte, zuckerkörnige Glimmermarmore und um dünnlagige Kalkschiefer. Als charakteristisches Kartierungskriterium der Kalkglimmerschiefer wertete der Kartenblattbearbeiter F.H. UCIK „die verbreitete, im Handstück deutlich erkennbare Sprossung von Hellglimmer“. In primär quarzreichen Abschnitten kommt es zur massiven Ausbildung von Quarzmobilisaten, die oft als weiße, zentimeterdicke, lagige Segregationen entwickelt sind und mit den Kalkglimmerschiefern intensiv verfault wurden. Gelegentlich schalten sich auch gering mächtige, dunkelgraue, phyllitische Lagen in die ansonst von Glimmermarmoren und Kalkschiefern dominierten Partien ein. Der Mineralbestand der Kalkglimmerschiefer setzt sich hauptsächlich aus den Bestandteilen Kalzit, Hellglimmer (Phengit, Muskowit und Paragonit) und Quarz zusammen, die in sehr variablen Prozentsätzen auftreten. Bereichsweise sind Phlogopit, Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen), Dolomit und Feldspat weitere Bestandteile. Die im Piz-Mundin-Gebiet (im Schweizer Anteil des Kartenblattes ÖK 171 Nauders gelegen) in den kalkreichen Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe erforschten blauschieferfazialen Metamorphosebedingungen wurden an Mg-Karpholithen ermittelt, die in Quarzmobilisaten gebildet wurden (BOUSQUET et al., 1998, 2004; s. auch Fototafel Abb. XVIII).

Das Ausgangsmaterial der Kalkglimmerschiefer waren vorwiegend kreidezeitliche (s. auch Graue Bündnerschiefer, 108) Arenite, pelagische mergelige Kalkschlämme und gelegentlich schwach bituminöse Mergel.

108 Grauer Bündnerschiefer (Jura – Unter-Kreide)

111 Tüpfelschiefer

110 Mikrobrekzie, z. T. Crinoiden führend (Tristel-Formation)

109 Schwarzer Phyllit, Tonschiefer

Wie bereits zuvor (unter der Legendenummer 112) erläutert, entwickeln sich die **Grauen Bündnerschiefer (108)** ganz allmählich und ohne scharfe Grenze aus den liegenden Kalkglimmerschiefern (112). Dies vollzieht sich in jenem Abschnitt des Unterengadiner Fensters, in dem die alpine Metamorphose während des oberen Paläogens die untere Grünschieferfazies erreichte (s. dazu auch Kapitel 5.1.1.1.). Die Grauen Bündnerschiefer bauen den bei weitem größten Teil der Pfundser Zone auf und erreichen im nordöstlichen Teil dieser Decke eine maximale Mächtigkeit von 2000–3000 m. Mit diesen zweifellos bemerkenswerten Mächtigkeiten treten sie auch am aktuellen Kartenblatt in Erscheinung, dabei sind aber Verschuppungen und Schichtwiederholungen durchaus wahrscheinlich. In der Zone von Roz – Champatsch – Pezid, die als Melangezone (s. Kapitel 5.1.1.1.) über der Pfundser Zone lagert, sind die Grauen Bündnerschiefer wie auch alle anderen Metasedimenteinheiten tektonisch völlig zerstückelt und erreichen nur geringe Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern bis maximal 300 m.

Lithologisch handelt es sich bei den Grauen Bündnerschiefern um dünnlagige, oft stark verfaltete graue Kalkschiefer, die bereichsweise dünne, schwarze Phyllit- bzw. dunkelgraue Tonschiefer-Zwischenlagen aufweisen und um dezimeterdicke gebankte, duktil deformierte, graue Kalkmarmore sowie untergeordnet um Karbonatquarzite (s. Legendenummer 106). Ihr Name, ein informeller Kartierungsbegriff, wurde von ihren ursprünglichen Benennungen abgeleitet, die HAMMER (1914a: „graue, basale Bündnerschiefer“ bzw. 1922, 1923: „kalkige graue Bündnerschiefer“) verwendete. Die Edukte der Grauen Bündnerschiefer waren vorwiegend pelagische, mergelige Kalkschlämme sowie Arenite bis kalkreiche Feinbrekzien, untergeordnet Quarzsande, aber gelegentlich auch schwach bituminöse

Mergel und in ganz geringem Umfang auch dunkle Tone. Ihre überwiegend kalkigen und mergeligen Ausgangsmaterialien wurden in zyklischen Schüben in die Tiefsee verfrachtet und über der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans sedimentiert. Es herrscht heute weitgehende Übereinstimmung darüber, dass die kalkreichen Grauen Bündnerschiefer der Pfundser Zone und der Zone von Roz – Champatsch – Pezid durch Metamorphose und Tektonik veränderte Äquivalente der Neokomschiefer bzw. der Tristel-Formation (und die quarzitischen Partien auch des Gaultflyschs) sind (BERTLE, 2004a). Besonders die metamorphen arenitischen und feinbrekziösen Bereiche (s. unten „Mikrobrekzien“, 110) der Grauen Bündnerschiefer erinnern an Gesteine der Tristel-Formation. Bedauerlicherweise konnten am aktuellen Kartenblatt in den Grauen Bündnerschiefern der Pfundser Zone bisher keine Mikrofossilien gefunden werden. Hinsichtlich des Altersumfanges der gesamten Grauen Bündnerschiefer wird aufgrund der regionalgeologischen Zusammenhänge vermutet, dass ihre Sedimentation hauptsächlich in der Unter-Kreide erfolgte, einzelne jurassische Anteile können aber auch nicht ausgeschlossen werden.

Bereichsweise tritt in den Grauen Bündnerschiefern der Pfundser Zone eine lithologische Besonderheit auf, die schon HAMMER (1922; 1923) beobachtete und Tüpfelschiefer benannte. Es handelt sich um graue, dünntafelige Kalkschiefer deren Schieferungsflächen mit kleinen, etwa 1 mm messenden, dunklen Knötchen (= „Tüpfel“) dicht übersät sind. Lagen dieser besonderen Kalkschiefer lassen sich mit großer Beständigkeit über lange Strecken verfolgen. Daher wurden diese vom Kartenblattbearbeiter F.H. UČIK auch am aktuellen Kartenblatt (beispielsweise S des Schafberges [2560 m] bis zum Geierskopfkamm) mit Übersignatur (**Tüpfelschiefer, 111**) dargestellt. Die Natur dieser auffälligen „Tüpfel“ ist aber bislang unbekannt.

In der Zone von Roz – Champatsch – Pezid, die als Melangezone (s. Kapitel 5.1.1.1.) über der Pfundser Zone lagert, treten in einem tektonisch hohen Niveau innerhalb einer aus Grauen Bündnerschiefern bestehenden Schuppe relativ dickplattige **Mikrobrekzien (110)** auf. Diese reichlich Karbonatgesteinskomponenten führenden Gesteine bilden S und W des Frudigerkopfs (2822 m) einen in Streichrichtung über mehrere Kilometer kartierbaren Horizont. Am Lazidrücken W des Lazidkopfs (2346 m) kartierte F.H. UČIK ein weiteres Vorkommen der Mikrobrekzien, die hier neben anderen Komponenten auch Crinoiden führen. UČIK (1997) berichtete über seine Geländebeobachtungen: „Die Mikrobrekzien bilden innerhalb der monotonen Masse der Grauen Bündnerschiefer oft nur wenige Dezimeter dünne Lagen, selten meterdicke Bänke, die vielfach eher zufällig gefunden werden. Meist enthalten diese als Grobdetritus (mit maximal 12 mm Durchmesser) bräunliche verfärbte Karbonatgesteine, Quarz, etwas Glimmer und Plagioklas sowie selten Crinoidenstielglieder.“ Vermutlich handelt es sich bei diesen Gesteinen um metamorphe Äquivalente der Tristel-Brekzien. Ihre Einstufung beruht bislang lediglich auf lithologischen Korrelationen, würde aber ein interessantes Aufgabengebiet für zukünftige biostratigraphische Untersuchungen bieten.

In einigen Bereichen treten in den Grauen Bündnerschiefern zentimeter- bis dezimeterdünne Zwischenlagen aus schwarzem Phyllit oder Tonschiefer auf. Diese zeigen, dass auch dunkle Tone gelegentlich und nur in ganz geringem Umfang als Edukte der Grauen Bündnerschiefer vorhanden waren. In vielen Abschnitten fehlen die genannten Gesteine. Im Gebiet um das Riefenjoch erreichen sie aber bedeutende Mächtigkeiten (von etlichen Zehnermetern), die ihre Darstellung in der aktuellen Karte mit Übersignatur (**Schwarzer Phyllit, Tonschiefer; 109**) ermöglichten. BERTLE (2004a) untersuchte vergleichbare mächtige dunkle Phyllite im Piz-Mundin-Gebiet (im Schweizer Anteil des Kartenblattes ÖK 171 Nauders

gelegen), bezeichnet sie als „Fuorcla-d'Alp-Formation“ und deutet sie als Sedimente des OAE 2 (= Oceanic anoxic event 2).

107 Grauer bis blassbunter Phyllit

Im Gegensatz zu den schwarzen Phylliten (109), deren Vorkommen auf Lagen innerhalb der Grauen Bündnerschiefer beschränkt ist, treten die kalkfreien, grau bis blassbunt gefärbten Phyllite (107) sowohl in den Grauen als auch in den Bunten Bündnerschiefern auf. Einerseits bilden diese Phyllite dünne Lagen mit glatten bis feinrunzeligen Schieferungsflächen oder schichtparallele Überzüge innerhalb beider Bündnerschiefer-Arten, andererseits treten sie als mehr oder weniger selbständige, bis über 10 m mächtige Lagen im Grenzbereich zwischen den Grauen Bündnerschiefern und den Bunten Bündnerschiefern auf. Diese Vorkommen interpretiert UCIK (1997) als bereichsweise erhaltene, primär stratigraphische Übergänge zwischen den Grauen und den Bunten Bündnerschiefern.

106 Quarzit (im Verband mit Bündnerschiefer)

Die üblicherweise kalkigen Grauen Bündnerschiefer weisen in einigen Abschnitten im Hangenden der Pfundser Zone (speziell im Übergangsbereich zu den Bunten Bündnerschiefern) ansehnliche Quarzgehalte bzw. dünnplattige, kalkig-siliziklastische Lagen auf. Diese entwickeln sich gelegentlich zu dickbankigen, grauen Karbonatquarziten mit oberflächlich bräunlichen Verwitterungsfarben, die in der Karte speziell hervorgehoben wurden.

103 Bunter Bündnerschiefer (Ober-Kreide – Paläogen)

105 Brekzie, Konglomerat

104 Grobsandiger bis feimbrekziöser Schiefer

Die stratigraphisch jüngsten Abschnitte der Bündnerschiefer-Gruppe in den Unteren Penninischen Decken des Engadiner Fensters bilden die lithologisch recht wechselvoll zusammengesetzten, insgesamt deutlich klastisch geprägten **Bunten Bündnerschiefer (103)**. Gegenüber den grauen und dunklen Farbtönen der stratigraphisch tieferen Grauen Bündnerschiefer zeigen sie durchwegs auffällig buntere, hellgraue bis blassbräunliche und grünliche Farbtöne, weshalb man zu Recht den von HAMMER (1914a) geprägten Namen weiterbenutzen kann. Die Hauptmasse der Bunten Bündnerschiefer sind dünnlagige Quarz-Karbonat-Sandsteine und abwechslungsreiche, sandige Schiefer, die durch Limonit mehr oder minder intensiv bräunlich verfärbt wurden. Untergeordnet treten auch helle Kalk-Quarzschiefer sowie grüne bis fleckig gelbgrüne Chlorit-Serizit-Quarzphyllite auf. Die Letztgenannten bilden meist nur dünne Schichten zwischen den die Lithologie bestimmenden Schiefer und Sandsteinen, selten findet man sie in dickeren, selbständigen Phyllitlagen. In einigen Abschnitten dieser Gesteinsfolge kann man auch Lagen mit grobsandigem bis feimbrekziösem Detritus (mit max. 1 bis 3 mm Durchmesser) erkennen. Diese **grobsandigen bis feimbrekziösen Schiefer (104)** zeigen mit starken Variationen im Detail in einer Grundmasse aus Karbonat, Quarz, Serizit und etlichen Feldspäten mehr oder minder gerundete Klusten aus Quarzit und Karbonatgesteinen sowie einige größere ebenfalls gerundete Quarz- und Plagioklaskomponenten. Bereichsweise beobachtete, idiomorphe Karbonatkörner weisen auf bereits begonnene Kristallisationsumsätze hin.

Seltene, aber beachtenswerte Einschaltungen innerhalb der Schiefer und Sandsteine sind **Brekzienzüge sowie Konglomeratlagen und -linsen (105)**, die der Kartenblattbearbeiter F.H. UCIK detailliert kartierte. Maßstabsbedingt konnten die-

se Vorkommen in der gedruckten Karte nur sehr eingeschränkt dargestellt werden, sie sind aber im digitalen Datensatz erfasst und genau dokumentiert. Die Grobkomponenten der Konglomerate weisen meist bis einige Zentimeter Durchmesser auf und erreichen nur vereinzelt 1–2 dm. Als Material der Gerölle sind hauptsächlich Karbonatgesteine (häufig limonitisch umkrustete bis durchdrungene, rotbraun gefärbte Dolomite und Kalke) zu nennen, die manchmal nicht näher bestimmbar Fossilstrukturen (?Ostrakoden, ?Foraminiferen) zeigen. In einigen Vorkommen sind auch Phyllite und Quarzite als Grobkomponenten zu finden und extrem selten helle, vergrünte Granitgneise, beispielsweise in einer Konglomeratlinse N Fiss in etwa 1450 m SH (Kartenblatt 145 Imst), die bis dezimetergroße Granitgerölle führt (UCIK, 1986, S. 122).

Es wird allgemein vermutet, dass die überwiegenden Teile der Bunten Bündnerschiefer die metamorphen, stark deformierten Produkte von turbiditischen, dünnbankigen Sandsteinen und Schiefen sind. Ihr Altersumfang lässt sich derzeit am aktuellen Kartenblatt nicht exakt definieren, aber BERTLE (1999, 2000) hat erst jüngst *Orbitoides* sp. und *Globotruncana* ex.gr. *arca* in den hangendsten Teilen der Zone von Roz – Champatsch – Pezid in einer knapp südlich des Zebblasjochs (am Kartenblatt ÖK 171 Nauders) gelegenen Sandsteinbank gefunden, wodurch Maastrichtium für diesen Teil gesichert ist und Paläogen möglich erscheint. Es ist auch wichtig zu wissen, dass BERTLE (2004a) Äquivalente dieser turbiditischen Gesteinsfolge im Gebiet um den Piz Mundin (im Schweizer Anteil des Kartenblattes ÖK 171 Nauders gelegen) eingehend studierte und Malmurainza-Formation (primäre Mächtigkeit: 200–300 m; Alter: Ober-Kreide) benannte.

102 Ophiolith (Ober-Jura – Unter-Kreide)

Genau im Grenzbereich zwischen den Grauen und den Bunten Bündnerschiefen, der sich üblicherweise auch durch das Vorkommen der grauen bis blauschwarzen Phyllite (107) auszeichnet, finden sich südlich der Böderhütte entlang des Böderbachs und südwestlich davon am Riefenkopfkamm (früher Riesenkopf) einige gering mächtige Ophiolithlinsen. Diese Fragmente der ehemaligen ozeanischen Kruste können am ehesten als olistolithische Schollen interpretiert werden, die hier in die hangenden Partien der Pfundser Zone eingebracht wurden. UCIK (1997) klassifiziert diese Gesteine als Metabasite („Diabase und Tuffe“) und verweist bezüglich ihrer petrologischen Beschreibung auf LEIMSER & PURTSCHELLER (1980).

7.2.2. Fimber-Zone und Zone von Prutz (– Ramosch)

Die Erläuterung der Fimber-Zone und der Prutzer Zone erfolgte bereits im Zuge der Beschreibung der Mittleren Penninischen Decken in Kapitel 5.1.1.2.

101 Eisendolomit (Altpaläozoikum)

Am aktuellen Kartenblatt finden sich innerhalb des aus Ladiser Quarzit und dunklen Phylliten (100) bestehenden Gesteinszuges wiederholt mehrere Dezimeter bis einige Meter große Blöcke und riesige, bis über 350 m lange und mehrere Zehnermeter mächtige Linsen (Rotenstein auf der Komperdellalpe) eines grauen, aber auffällig rotbraun anwitternden Eisendolomits. In diesem Eisendolomit treten bereichsweise Cu-, Sb-, Hg-, Ag-, Co-Vererzungen auf, die am Rotenstein abgebaut und auf der Masneralm beschürft wurden (s. Kapitel 11.2.1.). Unsicher ist, ob die Eisendolomite linsenförmige Reste eines durchgehenden Horizonts oder Blöcke bzw. Schollen (Olistolithe) sind (UCIK, 1997). Da im Bereich des aktuellen

Kartenblattes direkte Altersnachweise fehlen, vergleicht UČIK (1993) die Eisendolomite mit jenen, die in den altpaläozoischen Quarzphylliten der Umrahmung des Tauernfensters (Hintertux, Wagrain und Katschberg) vorkommen und z. T. durch Conodontenfunde datiert sind. Insgesamt bieten die Stratigraphie und die Genese dieser Gesteine ein weites Betätigungsfeld für zukünftige Forschungen.

100 Ladiser Quarzit („Permoskyth“), dunkler Phyllit (?Paläozoikum)

Der **dunkle Phyllit** ist ein grünlicher, grauvioletter, oftmals auch dunkelgrauer, ausnahmsweise durch Eisenkarbonatputzen auch bräunlich verfärbter Quarzphyllit, der am aktuellen Kartenblatt die Basis der Zone von Prutz bildet. Es herrscht heute Übereinstimmung darüber, dass der Quarzphyllit weitgehend dem „jungpaläozoischen“ Alpinen Verrucano entspricht, eine geringfügige Verschuppung mit „altpaläozoischen“ Quarzphylliten und/oder Glimmerschiefern kann aber nicht ausgeschlossen werden. Der gegenständliche Phyllit führt reichlich Hellglimmer und Chlorit. Die Schichtsilikate bilden oft zusammenhängende Glimmerhäute, die die Schieferungsflächen überziehen. Fallweise sind auch grobschuppig ausgebildete Schichtsilikate zu beobachten, die bereichsweise auch postkinematisch gesprosst sind. Der dunkle paläozoische Phyllit bildet die stratigraphische Basis des hangenden Ladiser Quarzits, ist aber oft mit diesem tektonisch so eng verschuppt, dass im Maßstab 1 : 50 000 eine getrennte Ausscheidung nicht möglich war. Seine primäre Mächtigkeit kann nur auf ungefähr 10 bis 30 m geschätzt werden (UČIK, 1993).

Die Typlokalität des **Ladiser Quarzits** ist ein am Kartenblatt 145 Imst gelegener markanter Felsriegel, der sich von der Ortschaft Ladis nach E bis zum Inn bei Entbruck (Gemeindegebiet von Prutz) verfolgen lässt (s. Abb. 13). Bei diesem grünlichen, gelblich-bräunlich bis schmutzig weißen, massigen bis grob gebankten Quarzit handelt es sich um eine Folge metamorpher Quarzsandsteine und



Abb. 13.
Teile des Ortes Ladis und Burgfelsen von Laudeck, die westlich von Prutz liegen.
Es handelt sich um die Typlokalität des Ladiser Quarzits.
Foto: G. PESTAL.

Quarzkonglomerate, die lokal auch rötliche Gerölle führen. Die randlichen, deutlich geschiefertten Abschnitte des Quarzits leiten zu stark geschiefertten grünlich-weißen Arkosen und zu grünlichen, grau-violetten und dunkelgrauen Quarzphylliten über. Es handelt sich um Alpinen Verrucano und um die eingangs beschriebenen stratigraphisch älteren Phyllite, die den Ladiser Quarzit begleiten. Durch intensive Verfaltung und Verschuppung ist die Erstellung einer Normalschichtfolge schwierig. Das Alter des Quarzits kann nach regionalem Vergleich mit Unter-Trias angegeben werden, die primäre Mächtigkeit beträgt wahrscheinlich einige Zehnermeter (UCIK, 1993).

99 Dolomit (Trias)

98 Kalk(marmor) (Trias)

97 Gips (Trias)

In den Mittleren Penninischen Decken des österreichischen Teils des Unterengadiner Fensters finden sich einige tektonische Späne, Schollenzüge und Blöcke schwach metamorpher triassischer Gesteine. Das bedeutendste, bereits von HAMMER (1914a; s. dort S. 488, Fig. 5) untersuchte Vorkommen dieser Karbonatgesteine mit über 1 km SW-NE-Erstreckung und einer Mächtigkeit von über 150 m befindet sich nördlich von Fiss am Kartenblatt ÖK 145 Imst. Die Vorkommen im Bereich des aktuellen Kartenblattes ÖK 144 Landeck erreichen nicht annähernd ähnliche Mächtigkeiten, die meisten sind wesentlich kleiner und vor allem die zahlreichen kleinen Blöcke sind wahrscheinlich als Olistolithe zu deuten.

Die schwach metamorphen **Dolomite (99)** sind in ihrer Ausbildung recht variabel massig, plattig, oder gebankt und stellenweise auch brekziös. Normalerweise sind sie dunkelgrau entwickelt, aber auch hellgraue Dolomite, deren Klüftadern sekundär mit Kalzit verfüllt sind, wurden aufgefunden. Die **Kalk(marmor) (98)** umfassen dunkelgraue bis mittelgraue, bereichsweise auch helle, dichte mikritische bis fein zuckerkörnige, oft duktil deformierte Varietäten. Sie sind teilweise undeutlich gebankt, teilweise sind sie aber auch dünnplattig ausgebildet. Auch leicht gelbliche (= „blonde“) Keuper-Dolomite und zellige Rauwacken, die gelblich, manchmal auch grau verwittern, sowie ganz vereinzelte schwach metamorphe Tonschiefer und dünngeschichtete, kieselige Kalkmarmore kommen vor. Fallweise treten **Gipse (97)** meist in kleinen (ihre maximale Mächtigkeit beträgt lediglich einige Meter) linsenförmigen Vorkommen auf. Der Gips ist in der Regel dicht, mitunter körnig, weiß gefärbt, selten blass rötlich oder grau, manchmal zeigt er durch lagenweise Verunreinigung eine Schichtung. Häufig sind eckige Fragmente von grauem Dolomit oder auch Kalkmarmor, aber auch grüne phyllitische Schiefer als Einlagerungen zu beobachten. Gips tritt sowohl im Kontakt mit siliziklastischen Perm- und Unter-Trias-Gesteinen, triassischen Karbonatgesteinen, als auch inmitten jüngerer Bunter Bündnerschiefer auf. Vier Proben aus Vorkommen in den Mittleren Penninischen Decken ergaben bei der S-Isotopenbestimmung recht einheitlich ein mittel- bis obertriassisches Alter (UCIK, 1993).

95 Steinsberger Kalk (Unter-Jura)

96 Brachiopodenkalk (Unter-Jura)

Die Typlokalität des **Steinsberger Kalks (95)** ist der Steinsberg (1525 m) mit der Burgruine von Ardez im Unterengadin. Hier transgredieren diese besonderen Unter-Jura-Kalke über paläozoischen und triassischen Gesteinen mit basalen polygenen Konglomeraten (CADISCH et al., 1963, 1968). Bedeutende Vorkommen des Steinsberger Kalks, mit dem Schichtumfang Sinemurium bis Toarcium, befinden sich auch am Kartenblatt ÖK 170 Galtür im Fimbertal, wo sie OBERHAUSER

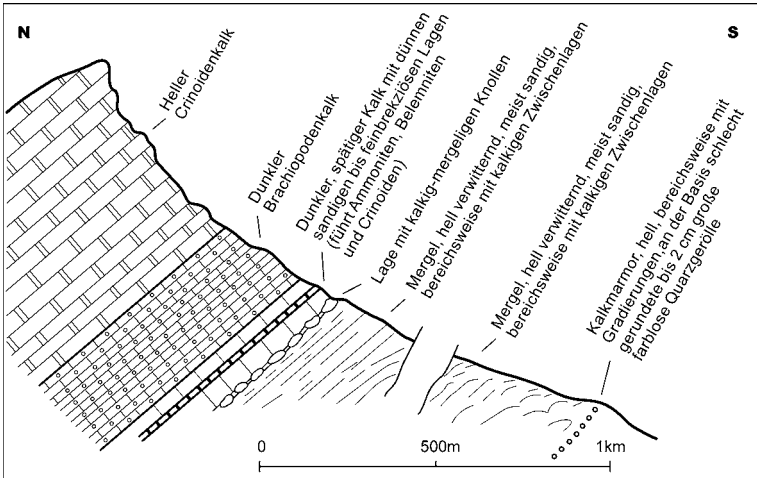


Abb. 14.
 Profil durch den Steinsberger Kalk am Kamm des Malfragkopfs.
 Aufgenommen von THUM (1966), geringfügig verändert von UCIK (1997).

(1980a; S. 296, Abb. 75) eingehend studierte und dokumentierte. Sie bestehen hauptsächlich aus mehrere Zehnermeter mächtigen, dunklen, bräunlich verwitternden, Belemniten und Ammoniten führenden, schwach metamorphen Kalkmarmoren und darüber lagernden, mit wechselnder Mächtigkeit ausgebildeten weißen Echinodermen-Kalk(marmor)en. Bereichsweise folgen im stratigraphisch Hangenden des Steinsberger Kalks dunkle, grünlich bis braun verwitternde, schwach metamorphe Tonschiefer, die Harpoceratiden und Muschelabdrücke führen und deshalb von OBERHAUSER (1980a) als Posidonienschiefer in die Literatur eingeführt wurden.

In Form tektonischer Schuppen und großer Schollen erstrecken sich die Vorkommen des Steinsberger Kalks vom Fimbertal weiter nach Osten bis an die Blattschnittgrenze der Kartenblätter ÖK 171 Nauders und ÖK 144 Landeck, wo sie THUM (1966) am Grat der Malfragköpfe näher untersuchte. Das stratigraphisch tiefste Schichtglied des „Steinsberger Lias“ im Bereich der Malfragköpfe dürfte ein heller, schwach metamorpher Kalkmarmor (mit gradiertem Schichtung) sein, der schlecht gerundete, farblose Quarzgerölle von bis zu 2 cm Größe führt. Darüber folgen sandig-mergelige Schiefer, mit kalkigen Zwischenlagen und dunkle, spätige, schwach metamorphe Kalkmarmore mit Ammoniten, Belemniten und Crinoidenstigliedern (s. Abb. 14 und Abb. 15). THUM (1966) erwähnte aus letztgenannten Schichten *Arnioceras* sp., cf. *Epophioceras*, *Belemnites* cf. *acutus* MILL. und *Apocrinus*, was für Sinemurium sprechen würde. Überlagert werden diese vom rund 20 m mächtigen dunklen, teilweise sandigen „Brachiopodenkalk“ (96). Daraus konnten *Cuneirhynchia* cf. *persinuata* (RAU), *Lobothyris punctata* (SOWERBY), *Cirpa pronto* (QUENSTEDT), *Priorhynchia* sp., *Spiriferina pinquis* (ZIETEN) und *Zeilleria subdigona* (OPPEL) bestimmt werden, was für mittleren Unter-Jura spricht (Bestimmung D. PEARSON, London). UCIK (1993) gelang etwas weiter östlich am Anstieg zum Martinskopf, wo in vielen kleinen Schollen und Blöcken ein grauer, braun anwitternder, schwach metamorpher Kalkmarmor auftritt, ein Fund von Mikrofossilien. Im Schlift konnten neben etlichen Echinodermenresten noch *Lingu-*



Abb. 15.
Heller Spatschale (Steinsberger Kalk der Fimber-Zone) mit zahlreichen ausgewitterten Belemniten.
Einige reichlich Fossilien führende Platten dieses Gesteins wurden vom Kartenblattbearbeiter F.H. UČIK im Hangschutt nördlich der Untermalfrag-Zollhütte gefunden.
Foto: F.H. UČIK.

lina sp., *Nodosaria* sp. und *Involutina liassica* (JONES) bestimmt werden (Untersuchung R. OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt).

94 Neokomschiefer und Tristel-Formation (Unter-Kreide)

Die genauesten lithologischen Beschreibungen der als **Neokomschiefer** zusammengefassten, schwach metamorphen Gesteinsfolge stammen von UČIK (1966) und THUM (1966). Sie beginnt zunächst mit feinkristallinen bis grobspätigen, graublauen oder dunkelgrauen Kalkschiefern, die von einer feinsandig bis brekziösen schwach metamorphen Kalkmarmor- bis Kalkschieferfolge und dann von einer Kalk-Dolomit-Quarz-Mikrobrekzie überlagert werden. Darüber folgen weiße und hell- bis dunkelgraue Kalkschiefer. Diese schwach metamorphen, arenitischen und feinkrekziösen Karbonatgesteine lieferten im Bereich des Bergrückens, der sich östlich des Oberen Malfragkopfs (2776 m) über die Fließer Stieralm bis in den Sattel südlich des Martinskopfs (2736 m) erstreckt (der exakte Fundort ist leider nicht bekannt), *Calpionella* cf. *alpina* LORENZ, *Tintinopsella carpathica* MORGEANU & FILIPESCU, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicolaria maseutiniana* (COLOM), *Globochaete alpine* LOMBARD, *Patelloides juvavica* LEISCHNER sowie Crinoidenstielglieder und Seeigelstacheln (Bestimmung KRISTAN-TOLLMANN, Wien). Die genannten Tintinidenassoziationen fanden sich in intraklastenartigen Komponenten des Gesteins. Daher leitete THUM (1966) posttithones Alter, also Neokom, für die zuvor besprochenen Lithologien ab. Die Neokomschiefer im Bereich des aktuellen Kartenblattes dürften aber zumindest teilweise auch die Tristel-Formation mit einschließen, wie die kartierungsmäßige Verfolgung von Fossil führenden Schichtgliedern vom südwestlich an den Oberen Malfragkopf anschließenden, bereits auf Blatt 171 Nauders gelegenen Gebiet um die Alp Trida in den Bereich Obere Fließer Stieralm durch BERTLE (2000) zeigt. Die typische **Tristel-Formation**

kennzeichnen schwach metamorphe, hell anwitternde Kalkmarmore (= Tristelkalk), die auf frischen, dunkleren Bruchflächen Einstreuungen kleiner Dolomitkomponenten zeigen. In ihren basalen Anteilen finden sich dickbankige, polygene Kalkfeinbrekzien und arenitische Kalkmarmore, die meist Gradierung und oft Amalgamation zeigen, sowie lokal vorkommende gröbere Brekzien. Im Mittelteil treten die größeren Gesteine zurück, um im stratigraphisch Hangenden weniger mächtig als an der Basis und lose verstreut vorzuliegen (so die allgemeine Definition nach SCHWIZER, 1984). Einige klastische Lagen und Bänke mit abwechslungsreicher, bunter Zusammensetzung enthalten neben den dominanten Karbonatkomponenten auch Organismenreste (Crinoiden, Foraminiferen, Algen), detritäre Glimmer, Quarze und Feldspäte sowie gelegentlich sogar Kristallinkomponenten. Die schwache metamorphe Überprägung des Gesteins äußert sich durch orientierte, aus Quarz bestehende Anwachsäume an verschiedensten Komponenten. Bereichsweise können innerhalb der Tristel-Formation auch Tonschiefer einschaltungen beobachtet werden. Laut SCHWIZER (1984) kann die Tristel-Formation im Bereich des Unterengadiner Fensters mit jener des Rhenodanubikums korreliert werden, wobei die Hauptschüttungen über langgezogene Fächersysteme transportiert wurden, die von der Tasna-Schwelle herrühren dürften. Im Bereich der Mittleren Penninischen Decken des Unterengadiner Fensters erfolgte ihre Alters-einstufung (Barremium bis mittleres Aptium) durch Großforaminiferen, planktonische Foraminiferen und Algen. OBERHAUSER (1983), SCHWIZER (1984) und BERTLE (2000, 2002) erwähnen von etlichen verschiedenen Fundpunkten *Orbitolinopsis* sp., *Dictyoconus* sp., *Paleodictyoconus* sp., *Trocholina elongata*, *Salpingoporella mühlbergi*, *Choffatella* sp., sowie *Hedbergella* sp. und *Rotalipora* cf. *cushmani* im höheren Anteil der Tristel-Formation.

93 Couches Rouges (bunter bis grauer Kalkschiefer) (Ober-Kreide)

An zwei Stellen, NW Arrezjoch (2587 m) und S Planskopf (2804 m) (das zweitgenannte Vorkommen ist in der gedruckten Karte nicht dargestellt, es wurde lediglich von UCIK [1993] beschrieben) treten helle, knapp 10 m mächtige Karbonatgesteine auf, die sich lithologisch ganz klar sowohl von den Höheren Flyschschiefern (89) als auch von den benachbarten Neokomschiefern (94) unterscheiden. Es handelt sich um dünnschichtige, leicht gelbliche feinkristalline Kalkmarmore mit hellgrünen Phyllit-(Chlorit-Sericit-)Belägen auf den Schichtflächen und um graue, z. T. verfaltete, dichte Kalkschiefer, die aber insgesamt massive Felsen aufbauen. Möglicherweise handelt es sich hierbei um wenig typische, schon relativ stark metamorphe Vertreter der Ober-Kreide-Couches-Rouges (UCIK, 1993), die von der Tasna-Schwelle stammen und in Form von Olistolithen in die Höheren Flyschschiefer eingebracht wurden. Ihre Stratigraphie und ihre genaue Genese bieten aber letztlich ein weiteres Betätigungsfeld für zukünftige Forschungen.

92 Grauer bis blassbunter Phyllit

Wie in den Unteren Penninischen Decken (s. Legendennummer 107) so treten auch in den Mittleren Penninischen Decken graue bis blassbunte Phyllite (92) auf. Diese sind auf Lagen innerhalb der Höheren Flyschschiefer (89, s. unten) beschränkt.

89 Höherer Flyschschiefer (Ober-Kreide – Paläogen)

91 Brekzie, Konglomerat

90 grobsandiger bis feinbrekziöser Schiefer

Die **Höheren Flyschschiefer (89)** bilden im Bereich des aktuellen Kartenblattes die stratigraphisch jüngsten Abschnitte der Bündnerschiefer-Gruppe der Mittleren

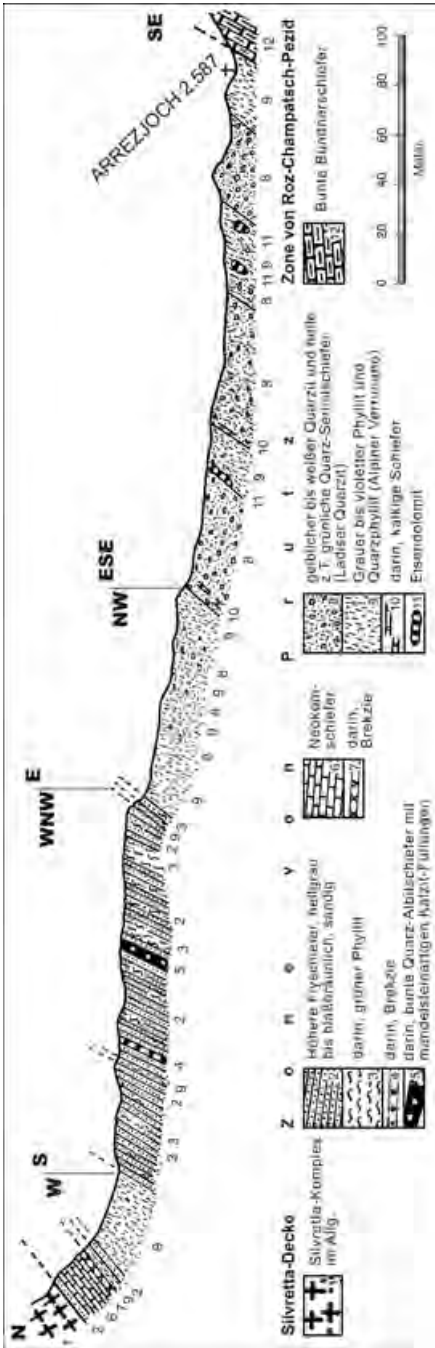


Abb. 16. Detailprofil durch die Gesteinseinheiten der Zone von Prutz im Bereich des Arrezjochs. Aufgenommen von UCIK (1966), verändert von UCIK (1997).

Penninischen Decken. Als eigenes Schichtglied wurden die „Höheren Flyschschiefer“ von UCIK (1966) und THUM (1966) lediglich aufgrund ihrer tektonischen Stellung eingeführt, denn diese lithologisch recht wechselvoll zusammengesetzten, insgesamt deutlich klastisch geprägten Gesteine lassen sich im Allgemeinen nicht von den „Bunten Bündnerschiefern“ der Unteren Penninischen Decken unterscheiden. Bearbeiter von benachbarten Gebieten haben sich daher dieser tektonisch motivierten Namensgebung nicht angeschlossen (FUCHS & OBERHAUSER, 1990; BERTLE, 2000, 2002; OBERHAUSER, BERTLE & BERTLE, 2007) und verwenden weiterhin den von HAMMER (1914a) geprägten Kartierungsbegriff für diese Gesteinseinheit.

Lithologisch handelt es sich bei den Höheren Flyschschiefern um dünnlagige Kalksandsteine, mit recht variablen Quarzgehalten sowie um abwechslungsreiche, sandige Schiefer. Diese Gesteine werden als metamorphe, stark deformierte Produkte einer insgesamt sehr bunt zusammengesetzten, turbiditischen Abfolge interpretiert, in die auch immer wieder dünne Pelitgesteine (Mergel- und Tonschiefer) Bereichs-

weise bei entsprechender Metamorphose auch graue und blassbunte (grünliche) Phyllite (92) eingeschaltet sind. Die Letztgenannten bilden meist nur dünne Schichten zwischen den die Lithologie bestimmenden Sandsteinen und Schiefern, selten findet man sie in dickeren, selbständigen Lagen (s. Abb. 16). Die in einigen Gebieten noch gut identifizierbaren psammitischen Abschnitte der Höheren Flyschschiefer enthalten dünne Lagen oder dezimetermächtige Bänke, in denen Sandkomponenten (Karbonat und Quarz sowie z. T. detritäre Helleglimmer) und Feinbrekzien (bereichsweise mit Gradierungen) zu erkennen sind. Bereiche, in denen diese **grob-sandigen bis feinbrekziösen Schiefer (90)** gehäuft vorkommen, wurden in der aktuellen Karte mit Übersignatur gekennzeichnet.

Seltene aber beachtenswerte Einschaltungen bilden auch **Brekzienzüge sowie Konglomeratlagen und -linsen (91)**, die der Kartenblattbearbeiter F.H. UCIK detailliert kartierte (maßstabsbedingt konnten diese Vorkommen in der gedruckten Karte nur sehr eingeschränkt dargestellt werden, sie sind aber im digitalen Datensatz erfasst und genau dokumentiert). Die Grobkomponenten der Konglomerate weisen meist bis einige Zentimeter Durchmesser auf. Als Material der Gerölle sind hauptsächlich Kalke (beispielsweise am Abfluss des Gmaier Sees in knapp 2600 m SH), aber auch Dolomite zu nennen, selten sind Phyllite und Quarzite als Grobkomponenten zu finden. Alle in den Höheren Flyschschiefern zusammengefassten Lithologien fallen im Gelände durch ihre ocker-bräunliche Verwitterung auf, die auf eine Limonitumkrustung bis Limonitdurchtränkung des Gesteins zurückzuführen ist. Da es kaum ungestörte Profile gibt, kann die Mächtigkeit dieser Einheit nicht verlässlich angegeben werden, UCIK (1997) schätzt diese aber auf etwa 50 bis 100 m. Im Bereich des aktuellen Kartenblatts wurden in den Höheren Flyschschiefern bisher keine nennenswerten Fossilfunde gemacht. Die biostratigraphischen Untersuchungen im südwestlich anschließenden Gebiet um die Alp Trida (Kartenblatt ÖK 171 Nauders) und im Fimbartal (Kartenblatt ÖK 170 Galtür) erbrachten reichlich umgelagerte Fossilien (Calpionellen, Orbitolinen, Globotruncanen), aber auch das Sedimentationsalter belegende Fossilien (Nummuliten, Discocyclusen, Globorotalien), die auf ein Ober-Kreide- bis Paläogenalter dieser turbiditischen Gesteinsfolge hinweisen (OBERHAUSER, 1983; BERTLE, 2000, 2002).

88 Ophiolith (Jura – Unter-Kreide)

Einige isolierte, lediglich gering mächtige Ophiolith(reste) (88) (Metabasite und ?Serpentinite) treten in den Mittleren Penninischen Decken innerhalb der Höheren Flyschschiefer (89) auf. Im Bereich des aktuellen Kartenblattes handelt es sich hauptsächlich um grüngraue oder dunkelgrüne, feinkörnige, meist deutlich geschieferte, chloritreiche Metabasite (= Feldspat und Chlorit führende Diabasschiefer [UCIK, 1966], beispielsweise vom SW-Hang des Arrezkamms), die in geschonten Partien noch reliktsche Plagioklase und vereinzelt auch reliktsche Pyroxene enthalten. Die Metabasite sind randlich oft mit \pm kalkigen Metasedimenten beispielsweise mit grünlichen, rötlichen und violett-weißlichen Phylliten und Kalksilikat-Schiefern (Quarz-Albitschiefer mit mandelsteinartigen Kalzit-Füllungen, NW Arrezjoch; UCIK, 1997) verschuppt (s. Abb. 16). Bei den Metabasiten und Serpentiniten handelt es sich entweder um tektonische Schürflinge des Idalp-Ophioliths (s. Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen) oder um Komponenten in Olistolithen, die von ozeanischen Krustengesteinen des Piemont-Ligurischen Ozeans abstammen. In diesem Zusammenhang sollte nicht unerwähnt bleiben, dass bereichsweise in den klastischen Metasedimenten der Höheren Flyschschiefer ophiolithischer Detritus (Basaltklasten) gefunden wurde, der auf eine mögliche Aufarbeitung ozeanischer Kruste in einem Akkretionskeil hinweist (BERTLE, 2002).

7.2.3. Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen

Die Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen repräsentieren die Oberen Penninischen Decken. Sie wurden bereits in Kapitel 5.1.1.3. näher erläutert.

87 Bündner Schiefer (tonig-quarzitisch-kalkiger Phyllit) (Jura – Unterkreide)

Bei den am Grübelekopf (2894 m) gemeinsam mit den Metabasalten in dünnen, stark verfalteten Lagen vorkommenden, gering mächtigen Metasedimenten handelt es sich um völlig unspezifische kalkige Schiefer, pigmentierte Phyllite und Quarzphyllite (87) der Bündnerschiefer-Gruppe, die nicht näher bestimmt werden konnten.

86 Ophiolith (Jura – Unterkreide)

Im Gebiet um den Grübelekopf (2894 m) und im obersten Bereich der Fließer Stieralpe treten grüngraue, feinkörnige, deutlich geschieferte Metabasite (86) (ehemalige tholeiitische Metabasalte) mit gering mächtigen, stark verfalteten Metasedimenten (87) der Bündnerschiefer-Gruppe auf. Sie sind zum Teil mit dem Silvretta-Kristallin verschuppt. Es handelt sich um die östlichsten Ausläufer des Idalp-Ophioliths, dessen Typusgebiet sich ein wenig weiter westlich am Kartenblatt ÖK 170 Galtür befindet. Der Ophiolithkörper wird durch einen Silvretta-Kristallinspan in eine südliche Flimspitz-Schuppe und eine nördliche Bürkelkopf-Schuppe geteilt (DAURER, 1980). Der gesamte Komplex, der eine maximale Mächtigkeit von mehreren hundert Metern besitzt, erstreckt sich über rund 10 km Länge im Grenzgebiet der Kartenblätter ÖK 170 Galtür, ÖK 171 Nauders und ÖK 144 Landeck.

Der Idalp-Ophiolith stellt wohl eine der best erhaltenen Ophiolithsequenzen in den Alpen dar (s. Fototafel Abb. XVII). Er setzt sich aus ultramafischen Teilen (Harzburgiten und Iherzolithischen Kumulaten bzw. Serpentiniten), metamorphen basischen Plutoniten (Leuko- und Ferrogabbros), diversen Ganggesteinen (Rhodingiten) und Vulkaniten (Metabasalten mit besonders gut erhaltenen Pillow-Strukturen, Hyaloklastiten und Tuffiten) sowie Metasedimenten (Radiolariten, Kalkschiefern und diversen Phylliten bzw. Bündnerschiefern) zusammen (KOLLER & HÖCK, 1987a,b; HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER, DINGELDEY & HÖCK, 1996; BERTLE, 2000). KOLLER, DINGELDEY & HÖCK (1996) bzw. HÖCK et al. (2004) konnten eine hoch temperierte ozeanische Metamorphose sowie eine alpine, blauschieferfazielle Metamorphose des Idalp-Ophioliths belegen. Der Kontakt des Idalp-Ophioliths zu den unterlagernden Gesteinen der Fimber-Zone ist tektonischer Natur und wird als Deckengrenze zwischen den Mittleren und den Oberen Penninischen Decken interpretiert.

7.3. Ostalpin

Das Ostalpin wurde bereits in Kapitel 5.2. erläutert.

7.3.1. Subsilvrettide Schollen (Unterostalpin)

Die Erläuterung dieser tektonischen Einheit findet sich in Kapitel 5.2.1.

85 Quarzit („Permoskyth“), dunkler Phyllit (?Paläozoikum)

84 Dolomit (Trias)

83 Kalk (Trias)

Im Bereich Komperdell treten im Liegenden der Silvretta-Decke (in „subsilvrettider“ Position) bis zu 100 m lange und 10 m mächtige Schollen von „Permoskyth“-Quarziten (85) und schwach metamorphen Dolomiten (84) auf. Als Einschaltungen

in den Erstgenannten finden sich dünne Lagen von dunklen Phylliten (85). Die Gesteine sind intensiv verfaultet, verschuppt und insgesamt tektonisch stark reduziert. Dadurch konnten in den verschiedenen Aufschlüssen lediglich einige typische Lithologien bzw. Schichtglieder identifiziert werden. Die dunklen Phyllite sind als dunkelgraue, ausnahmsweise durch Limonit auch bräunlichgrau verfärbte Quarzphyllite ausgebildet, die mit Schiefen des Alpen Verrucanos (helle Arkoseschiefer, graue, z. T. leicht grauviolette Serizit-Quarzschiefer und grünliche Serizit-Chloritschiefer) wechsellagern. Dichte, relativ feinkörnige, blassgrüne, plattige Quarzite werden als metamorphe Produkte von Unter-Trias-Ablagerungen interpretiert. Die Dolomite sind hellgrau bis mittelgrau gefärbt, stark zerklüftet und teilweise brekziös oder auch geschiefert und wurden nur ganz allgemein als Mitteltrias eingestuft. Neben dem Vorkommen von der Komperdellalm ist im Bereich des aktuellen Kartenblattes nur noch ein weiteres Vorkommen Subsivrettidischer Schollen bekannt. Es besteht aus wenigen Metern mächtigen, hellen mylonitischen **Kalk(marmoren) (83)**, die entlang einer Störung auftreten. Dieses Vorkommen befindet sich am nördlichen Ende des westlichsten Kars der Fließler Stieralpe. Das bedeutendste Vorkommen von vermutlich mitteltriassischen Karbonatgesteinen liegt am Kartenblatt ÖK 145 Imst rund 3 km nördlich von Prutz. Die schroffen Felswände der oberhalb des Inntales unweit des Weilers Außergufer gelegenen großen Dolomitscholle sind bereits von weitem leicht zu erkennen. Die feinkörnigen, ungeschichteten, grauen Dolomite bilden eine steil, nahezu saiger einfallende Klippe, die mit einer Mächtigkeit von rund 600 m und einer W-E-Erstreckung von rund 1,5 km die größte des ganzen Gebietes ist.

7.3.2. Silvretta-Decke inkl. Landecker Quarzphyllitzone (Silvretta-Seckau-Deckensystem)

Die Erläuterung dieser tektonischen Einheit erfolgte bereits in Kapitel 5.2.2.

7.3.2.1. Silvretta-Kristallin (Silvretta-Komplex, Venet-Komplex, Landeck-Phyllit)

Die Erläuterung dieser übergeordneten informellen Einheit und ihre Unterteilung in die lithostratigraphischen Einheiten Silvretta-Komplex, Venet-Komplex und Landeck-Phyllit erfolgte bereits in Kapitel 5.2.2.1.

82 Migmatitgneis (der Schwarzvesilscharte)

Die Migmatitgneise wurden vom Kartenblattbearbeiter A. NOWOTNY im Bereich der Schwarzvesilscharte beobachtet. Sie entwickeln sich ohne scharfe Grenzen aus Paragneisen (72), die zunächst lediglich eine Kornvergrößerung zeigen. Lithologisch sind die Migmatitgneise überwiegend als massige Bändergneise entwickelt, die sich durch oftmalige Wechsellagerungen von dunkelgrauen, grobschuppigen biotitreichen Lagen und helleren zeilig-linsigen Lagen auszeichnen. Die leukokraten Lagen sind relativ biotitar und bestehen hauptsächlich aus grobkörnigen Quarz-Plagioklas-Aggregaten, zu denen bereichsweise Kalifeldspat (Mikroklin) hinzutritt. Kleinere metatexitische Abschnitte der Migmatitgneise zeigen auch helles, aplitisches, schlieriges Leukosom mit dunklen Schollen, die aus Amphibolit bzw. aus biotitreichem Paläosom zusammengesetzt sind.

81 Knollkopfgneis (Augengneis mit Mischgneisbändern)

Der Knollkopfgneis (81) gehört jenem Biotitgranitgneiszug an, der die zentralen Bergstöcke der Verwallgruppe aufbaut und sich von der Scheimerspitze (2420 m) im Montafon über den Patteriol (3056 m), die Küchlspitze (3147 m) bis zum Knoll-

kopf (2518 m) ins Paznaun erstreckt und hier mit Amphiboliten und Biotitfleckenschieffern eine mächtige bogenförmige Struktur (= „Kappler Schlinge“, s. auch Legendenummer 74) bildet. Bei den Knollkopf-Orthogneisen zeigen vor allem die zentralen Bereiche feinkörnige Zweiglimmergranitgneise und mittelkörnige Kalifeldspataugen führende Biotitgranitgneise (= Augengneis), während in den Randbereichen oft plattig brechende Orthogneismylonite zu finden sind.

Bei den feinkörnigen, leukokraten, deutlich geschieferten biotitbetonten Zweiglimmergraniten erreicht der Muskowit etwa 30 % des gesamten Glimmergehalts. Bei den Feldspäten überwiegt der Plagioklas geringfügig gegenüber dem Kalifeldspat, der durchwegs nur kleine Augen bildet. Weiters enthält die Matrix reichlich xenomorphen Quarz. Als Akzessorien finden sich opakes Erz, Chlorit (sekundär nach Biotit), Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot sowie sekundäres Karbonat mit Limonit.

Die schon eingangs genannten Biotitgranitgneise mit Augentextur (81), die verbreitet mittelkörnig, selten grobkörnig entwickelt sind, zeigen häufig flaserige bis stängelige Texturen. Der Durchmesser ihrer Kalifeldspataugen beträgt meist 1–2 cm. Der Biotit ist in der Matrix meist gleichmäßig verteilt. In vielen Vorkommen sind auch große Hellglimmer zu beobachten, die als sekundäre Bildungen die Kalifeldspataugen umhüllen. Kalifeldspat tritt auch in der Grundmasse ebenso wie Quarz meist in Form von kleinen xenomorphen Körnern auf. Plagioklas bleibt klein und tritt mengenmäßig zurück. Als Akzessorien finden sich opakes Erz, Chlorit (sekundär nach Biotit), Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot sowie sekundäres Karbonat mit Limonit.

Die randlichen, mylonitischen Orthogneispartien sind biotitreich, melanokrat, straff geschiefert, bankig brechend und zeigen bereichsweise ein ausgeprägtes Streckungslinear. In manchen Bereichen erkennt man, dass es sich um stark deformierte Augengneise handelt. Durch die Beimengung von Paragneisen kommt es in diesen stark tektonisierten Bereichen zur Ausbildung der sogenannten „Mischgneise“ (81).

80 Tonalitgneis, Granodioritgneis (E Kübelgrubenscharte)

Fein- bis mittelkörnige biotitreiche Orthogneise, in die mittelkörnige Amphibolite eingeschaltet sind, treten in einem isolierten Vorkommen auf, das am Nordgrat des Planskopfs (2804 m) im Bereich zwischen Kübelgrubenscharte und dem obersten Urgbachtal liegt. Die melanokraten Gesteine mit flaserigen bis stängeligen Texturen enthalten lagenweise wenige Feldspataugen und bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, Biotit und Quarz.

79 Biotit- bis Zweiglimmergranitgneis, Augengneis

Im Bereich des aktuellen Kartenblattes befinden sich die bedeutendsten Vorkommen der mittelkörnigen Biotit- bis Zweiglimmergranitgneise (79) im Gebiet um den Hohen Riffler (3168 m), wo sie mehrere große Orthogneiskörper bilden. Als Einlagerungen im immens weitläufigen Paragesteinsareal der nordöstlichen Silvretta-Decke sind weitere, aber durchwegs kleinere Orthogneiszüge und -linsen (beispielsweise am Hexenkopf, am Furgler und im obersten Istanzbachtal) bekannt. Die letztgenannten Vorkommen bestehen aus typischen Augengneisen (79), die verbreitet flaserige bis stängelige Texturen zeigen.

Bei den Biotit(granit)gneisen handelt es sich um mittelkörnige, hellgraue bis melanokrat bräunlichgraue, granitische bis granodioritische Orthogneise, deren

wichtigste Bestandteile Plagioklas, Kalifeldspat (Mikroklin), Quarz und Biotit sind (s. Fototafel Abb. XX). In diesen Gesteinen überwiegt verbreitet der Plagioklas gegenüber dem Kalifeldspat, der meist wenige große Phänokristalle bildet. Hellglimmer ist nur sekundär an Spaltrissen der Feldspate oder als Mikrolith im Plagioklas vorhanden. Ferner sind noch Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Apatit und Orthit zu beobachten. Fallweise treten auch Opakerz, Zirkon und Karbonat auf.

Bei den mittelkörnigen, hellgrauen bis grünlichgrauen Zweiglimmergranitgneisen überwiegt stets der Biotit gegenüber dem Muskowit, Plagioklas und Kalifeldspat treten in etwa gleichen Prozentsätzen auf. Kalifeldspat bildet große Phänokristalle, kommt aber auch in der Grundmasse ebenso wie Quarz meist in Form von kleinen xenomorphen Körnern vor. Ferner sind noch Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Apatit und Orthit zu beobachten. Fallweise treten auch Epidot, Granat, Stilpnomelan, Opakerz, Zirkon, Hämatit und Karbonat auf.

Bereichsweise wechseln bei allen Orthogneisen augig-flaserige Gefüge (Augengneise) mit geschonten eher massigen Partien, doch bleiben auch in diesen die Glimmerblättchen noch weitgehend parallel orientiert und zeigen, dass auch die massiv erscheinenden Partien deutlich geschiefert sind. In den geschieferten ansonst aber gering deformierten Bereichen besitzen die Kalifeldspate (Phänokristalle) noch teilweise idiomorphe Form, während in den stärker deformierten die Augenform vorherrscht. In Dünnschliffen der Augengneise sind verbreitet große Hellglimmer zu beobachten, die als sekundäre Bildungen die Kalifeldspat-Augen umhüllen.

77 Amphibolit, Hornblende-Plagioklasgneis

78 Granatamphibolit

Lithologisch vielfältig ausgebildete Amphibolite und die bereichsweise mit ihnen auftretenden Hornblende-Gneise bilden im südlichen und mittleren Teil der Silvretta-Decke mächtige Metabasitzüge. Vor allem auf Schweizer Gebiet, aber auch im Bereich der Kartenblätter GÖK 169 Partenen und GÖK 170 Galtür bauen sie gemeinsam mit Orthogneisen große Gesteinsareale des Silvretta-Kristallins auf. Am aktuellen Kartenblatt konzentrieren sich die letzten Ausläufer dieser Gesteinszüge auf den Kern der „Kappler Schlinge“ am Ausgang des Vesulbachtals SW von Kappl. Alle weiteren am aktuellen Kartenblatt vorkommenden Metabasite bilden lediglich gering mächtige Gesteinszüge oder auch schmale Linsen, die in den Glimmerschiefern und Paragneisen eingelagert sind.

Die **Amphibolite (77)** sind meist deutlich geschieferte und gut gebankte, sehr harte und vor allem zähe Gesteine, die hauptsächlich aus Hornblende (Amphibol) und Plagioklas bestehen. Am häufigsten wurden feinkörnige, dichte, dunkelgrüne bis schwarz-grüne Amphibolite beobachtet, aber auch plattig brechende, straff geschieferte Typen mit einem engen Lagenbau aus hornblende- und plagioklasreichen Lagen sind weit verbreitet. Einige Amphibolite lassen die ursprünglich gabbroide Struktur ihrer Edukte (zumindest) noch erkennen, ihr Korn ist etwas gröber, wobei zwischen den dunklen Hornblendeaggregaten auch weiße Plagioklaskörner zu sehen sind. Letztere, mit bis zu 5 mm großen Hornblendens, treten beispielsweise östlich des Planskopfs (2804 m), im Bereich zwischen dem Hexenkopf (3035 m) und der Hinterflathalpe oder in der Umgebung von Glittstein (N See) auf. Neben Hornblende (50–75 Vol.-%) und Plagioklas (20–30 Vol.-%) sind in den verschiedenen Amphibolit-Typen Biotit, Granat, Quarz, Epidot und Chlorit sowie Karbonat, Rutil, Ilmenit, Titanit, Apatit und Sulfide in unterschiedlichem Maße vorhanden. Begründet durch das mengenmäßige Hervortreten bestimmter Minerale können in manchen Abschnitten Biotitamphibolite (beispielsweise

westlich von Kappl), Grünschiefer sowie Epidotamphibolite (als Einlagerungen in den grünschieferfaziell geprägten Metasedimenten des Venet-Komplexes im nördlichsten Teil der Silvretta-Decke) unterschieden werden. Am Westhang des mittleren Vesulbachtals konnte ein größeres Vorkommen von **Granatamphibolit (78)** aufgenommen werden. In der Matrix dieser dunkelgrünen, feinkörnigen, dichten Gesteine erkennt man sehr viele durchschnittlich 1–2 mm große Granate, die, wie das Dünnschliffbild zeigt, häufig randlich, teilweise aber auch vollkommen in Chlorit umgewandelt vorliegen.

Hornblende-Plagioklasgneise entwickeln sich an vielen Orten durch metamorphe Differentiation aus den „normalen“ Amphiboliten durch eine Zunahme der Gehalte heller Gemengteile (Plagioklas und Quarz) bei gleichzeitiger Reduktion der Hornblende-Gehalte. Diese Gesteine besitzen generell einen lagig-gebänderten Aufbau, wobei in den unterschiedlichen Lagen stets eine Mineralphase (Hornblende, Plagioklas, Quarz oder Epidot) deutlich angereichert ist (SCHWEINEHAGE, 2000). Am aktuellen Kartenblatt wurden die Hornblende-Plagioklasgneise den Amphiboliten (77) subsumiert.

76 Graphitquarzit

Der Graphitquarzit ist ein feinkörniges, plattiges, schwarzes, undeutlich gebändertes Gestein mit splittrigem Bruch. Handstücke dieses Gesteins sind schwärzlich abfärbend. Er tritt in dünnen Lagen auf, die lediglich einige Dezimeter bis maximal wenige Meter mächtig sind und im Kartenmaßstab 1 : 50 000 nur mit vielfach übertriebener Größe darstellbar waren. Alle Vorkommen sind an Amphibolite gebundene Einlagerungen im Biotitfleckenschiefer (74) oder im Paragneis (72). Diese konzentrieren sich auf den südwestlichen Teil des aktuellen Kartenblattes und befinden sich im Visnitztal (S Kappl) oder entlang des Wannengrats zwischen der Schwarzvesilscharte (2528 m) und der Vesulspitze (3089 m).

75 Quarzit im Verband mit anderen Paragesteinen

Die in der Silvretta-Decke vorkommenden Quarzite sind von schmutzig weißer, hell- bis dunkelgrauer oder grünlicher Farbe und führen hauptsächlich Quarz und Glimmer, zum Teil aber auch Feldspat und Granat. Ihre petrographische Einstufung (nach WINKLER, 1979) variiert zwischen Quarzit, Feldspatquarzit, Glimmerquarzit und Quarzglimmerschiefer. Sie treten sowohl als dünnlagige Wechsellagerungen mit anderen Paragesteinen als auch in Form massiger Härtlingsrippen in diesen auf. All diese Quarzite wurden subsumiert und in der aktuellen Karte mit Übersignatur (75) gekennzeichnet. Einige Quarzitvorkommen wurden im Zusammenhang mit jenen Paragesteinsarten näher erläutert, in denen sie als Einlagerungen auftreten.

74 Biotitfleckenschiefer

Der Biotitfleckenschiefer ist ein stark geschiefertes, dünnplattiges Gestein, das mehrere Millimeter große, charakteristische Biotitporphyroblasten führt. Diese bilden auf den plattigen, durchwegs ebenflächigen mit hellen, silbrigen, dichten Muskowithäuten überzogenen Schieferungsflächen große, locker verteilte, braune Flecken. Die den deskriptiven, von HAMMER (1922) vorgeschlagenen Gesteinsnamen bestimmenden „Biotitflecken“ sind aus mehreren Biotiten zusammengesetzt, wodurch sie ein lebhaft glitzerndes Aussehen erhalten. Im Querbruch tritt das feinkörnige Quarz-Plagioklasgemenge stärker hervor, doch sind auch hier die Biotite zu sehen, um so mehr, als manche Biotitfleckchen senkrecht zur Schieferungsebene gestellt sind. Die Biotitfleckenschiefer (74) entsprechen bezüglich ihrer mineralogischen Zusammensetzung und

ihrer metamorphen Überprägung ziemlich genau den nachfolgend beschriebenen Zweiglimmerschiefern bis Paragneisen (72). Sie treten am aktuellen Kartenblatt nur in einem relativ kleinen, westlich und südwestlich von Kappl beiderseits des Paznauntales gelegenen Gebiet auf. Die Biotitfleckenschiefer umhüllen hier Amphibolite und den Knollkopfgneis und formen einen mächtigen bogenförmigen Gesteinszug (= „Kappler Schlinge“), der sich auf der geologischen Spezialkarte (1 : 75 000) Blatt (5144) Stuben (AMPFERER & REITHOFER, 1937) über viele Kilometer weiter nach Westen verfolgen lässt (bei der Kappler Schlinge handelt es sich um jenen Teil der Schlingenstruktur, der die Hauptmasse der Orthogneise und Amphibolite der zentralen Silvretta-Decke nach NE abschließt).

72 Zweiglimmerschiefer bis Paragneis (z. T. Sillimanit führend)

73 Schuppiger Biotitgneis und Quarzitgneis im Verband mit Zweiglimmerschiefer (häufig Sillimanit führend)

Die Zweiglimmerschiefer (72) sowie die Paragneise, die als schuppige Biotitgneise und Quarzitgneise (Übersignatur 73) ausgebildet sind, bauen südlich des Paznauntales (in der Samnaungruppe) große Paragesteinsareale auf. Es handelt sich ausschließlich um Gesteine, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet wurden. Die fein- bis mittelkörnigen, stets gut geschieferten, Bereichsweise grob flasrigen, Zweiglimmerschiefer sind im verwitterten Zustand rostbraun, in frischen Stücken grau gefärbt. Im Querbruch sieht man zwischen ihren geordneten Glimmerblättchen kleine, weiße Plagioklaskörner und graue Quarze. Dieses Gestein führt bis zu 30 Vol.-% Biotit, 20–30 Vol.-% Muskowit und besitzt ein annähernd ausgeglichenes Quarz-Plagioklas-Verhältnis. Meist enthalten die Zweiglimmerschiefer beträchtliche Mengen von Sillimanit, oft auch Granat und Staurolith sowie Bereichsweise auch Chlorit (5 Vol.-%, max. 10 Vol.-%) und Turmalin, der lokal auch beträchtliche Gehalte erreichen kann (s. Fototafel Abb. XXII). An Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Titanit, Erz und Graphit zu nennen. Vereinzelt sind Granat und Staurolith bereits im Handstück zu erkennen und können Größen bis maximal 2 cm erreichen. Zunehmende Plagioklasgehalte sowie abnehmende Glimmergehalte leiten von den Zweiglimmerschiefern zu graubraunen, gebänderten, fein- bis mittelkörnigen Paragneisen über, die verbreitet als schuppige Biotit-(Plagioklas-)Gneise ausgebildet sind. In diesen plattig-schieferigen bis bankigen Gesteinen tritt der Muskowit gegenüber dem Biotit stark zurück. Granat und Staurolith sind selten mit freiem Auge zu erkennen, Sillimanit tritt im Dünnschliff massenhaft auf. Quarzreiche Bereiche der Paragneise (= Quarzitgneis), die bis knapp über 60 Vol.-% Quarz enthalten, sind glimmerarme, splittig brechende, helle bis graue, Bereichsweise gebänderte Varietäten. Noch quarzreichere Abschnitte sind als helle Quarzite (Übersignatur 75) entwickelt und bilden etliche Zehnermeter mächtige Einlagerungen in den zuvor beschriebenen Paragesteinsarten. Diese enthalten abgesehen von Quarz nur kleine Glimmerblättchen. Ihre geochemische Analyse erbrachte einen SiO_2 -Gehalt von 88 Gew.-%, dem lediglich 6,5 Gew.-% Al_2O_3 gegenüberstehen. Die weiteren Hauptelemente weisen Konzentrationen von maximal 0,5 Gew.-% bis 1,5 Gew.-% auf. Bemerkenswert erscheinen lediglich höhere Zr-Gehalte von rund 370 ppm (NOWOTNY et al., 1993).

Als Edukte dieser hochmetamorphen Paragesteinsvariationen werden überwiegend psammitische siliziklastische Sedimentgesteine, beispielsweise Grauwacken, sowie sandige Siltsteine und Sandsteine angenommen. Reliktische sedimentogene Wechsellagerungen sind in den Wechsfolgen gneisiger, glimmerreicher und quarzitischer Gesteinstypen abgebildet.

71 Zweiglimmerschiefer mit Lagen von hellem, Staurolith führendem Glimmerschiefer

Im mittleren Paznauntal etwa im Bereich zwischen den Weilern Trautmannskinden und Perpat treten Wechsellagerungen von massiven, aus Zweiglimmerschiefern (s. oben, Legendennummer 72) bestehenden, Gesteinszügen und dünnen Lagen von deutlich helleren Glimmerschiefern auf, deren dominierendes Schichtsilikat Muskowit ist. Diese meist nur einige Dezimeter, selten mehrere Meter

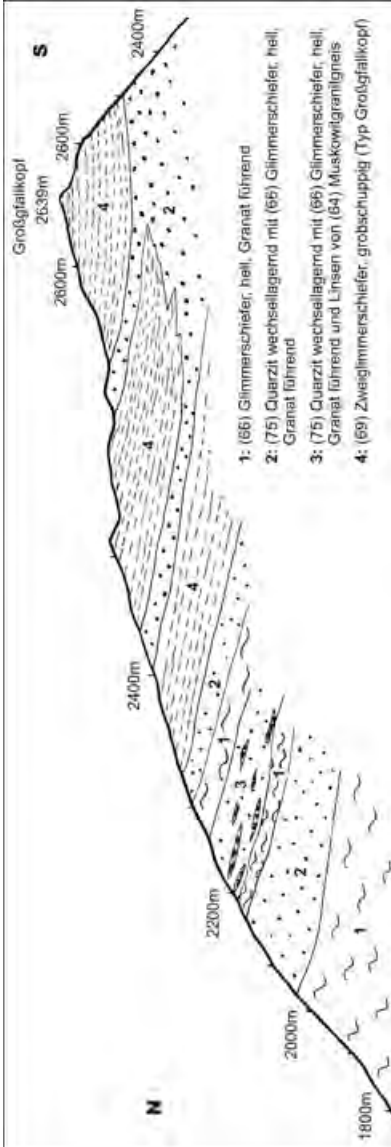


Abb. 17
N-S-Profil durch den Großfallkoppf.
Aufgenommen von ROCKENSCHAUB (1988).

mächtigen Lagen führen abgesehen von Muskowit und Quarz reichlich Granat und Staurolith. Lithologisch entsprechen diese hellen Glimmerschiefer-Einlagerungen genau den unter Legendennummer (70; s. unten) erläuterten Gesteinen.

70 Heller Glimmerschiefer (häufig Granat und Staurolith führend)

Der helle Glimmerschiefer ist ein stark geschiefertes, hellgraues Gestein, das meist Granat, verbreitet auch Staurolith und lokal nördlich des Paznauntales in der Umgebung des Lattejochs auch Kyanit führt. Dieses Gestein ist bereichsweise stark verfaltet, manchmal sind Crenulationen zu beobachten, quarzitische Bereiche können aber auch dünnplattig ebenflächig ausgebildet sein. Die Schieferungsflächen der Glimmerschiefer sind stets von grauen, silbrig glänzenden Glimmerhäuten überzogen und es ist klar ersichtlich, dass bei diesem Gestein der Hellglimmer gegenüber dem Biotit deutlich überwiegt. Im Handstück zeigt sich ein Lagenbau aus glimmerreichen und quarzreichen Lagen. Oft sind Quarzmobilisate vorhanden, die größere und kleinere Knauern, aber auch lagenförmige millimeter- bis zentimeterdicke Segregationen bilden. Im Quer-

bruch zeigt sich neben Quarz reichlich Granat (mit Durchmessern bis zu 2 cm). Bereichsweise sind auch braune Staurolithe zu erkennen, die lokal beachtliche Größen erreichen können (s. Fototafel Abb. XXI). Oft sind sie jedoch wesentlich kleiner, vereinzelt liegen sie auch nur in Form von grauen Pseudomorphosen vor. Die Matrix ist meist mittelkörnig und besteht aus reichlich Muskowit und Quarz sowie aus etwas Plagioklas und Biotit.

Als Edukte dieser amphibolitfaziellen Paragesteine werden überwiegend pelitische siliziklastische Sedimentgesteine, beispielsweise feinsandige Siltsteine und Tonsteine angenommen.

69 Zweiglimmerschiefer (Großfallkopf)

Vorwiegend im Kambereich des Großfallkopfes (2639 m) treten Zweiglimmerschiefer teilweise mit gneisigem Habitus auf (s. Abb. 17). Diese Gesteine führen durchwegs Granat, der sowohl in der Größe (bis maximal 1 cm Durchmesser) als auch in der Menge stark schwankt. Der Granat ist häufig randlich in Chlorit und Serizit umgewandelt. Die Matrix enthält Quarz, Feldspat und reichlich Schichtsilikate (Muskowit, Biotit und Chlorit). Das Biotit-Muskowit-Verhältnis ist annähernd ausgeglichen, wobei sich alle Glimmer dieses Gesteins als gut kristallisierte Blättchen zeigen. Es handelt sich um Gesteine, die unter Metamorphosebedingungen der obersten Grünschieferfazies bzw. der Grünschiefer-Amphibolit-Übergangsfazies gebildet wurden. Als Edukte dieser metamorphen Paragesteine werden überwiegend psammitische, siliziklastische Sedimentgesteine, beispielsweise Grauwacken sowie sandige Siltsteine vermutet.

68 Albitblastenschiefer

Die Albitblastenschiefer (68) (= Feldspatknotengneis bei HAMMER [1922]) treten im nördlichsten Teil der Silvretta-Decke in mehreren räumlich getrennten Abschnitten, aber stets im Verband mit den Glimmerschiefern bis Gneisen (67) auf. Einerseits konnten sie im Bereich zwischen der Hochgallmiger Alpe und dem Nord-Grat der Giggler Spitze (2614 m) aufgenommen werden, andererseits treten sie zwischen der Mittagsspitze (2635 m) SW Flirsch und dem Malfonbachtal in mehreren Gesteinszügen auf. Ein weiteres aber nur gering mächtiges Vorkommen befindet sich nördlich des Stanzertales im Dawinwald. Charakteristisch für dieses Gestein sind die mehrere Millimeter großen, den Gesteinsnamen bestimmenden rundlichen Feldspatblasten, die in wechselnder Menge das Gestein durchsetzen. Die Albitblastenschiefer besitzen durch ihre postkinematisch gesprossenen Feldspäte einen ausgesprochen gneisigen Habitus, sind aber trotzdem deutlich geschiefert sowie überaus glimmerreich und nur selten diaphthoritisch vergrünt. Biotit und Helglimmer sind in etwa gleicher Menge vorhanden und besetzen in Form schuppiger Aggregate die Schieferungsflächen. Zum Teil sind auch reine Feldspatzeilen ausgebildet. Die Albitblastenschiefer führen meist Granat. Gegen die angrenzenden Glimmerschiefer bis Gneise (67) hin verschwinden die Feldspatblasten allmählich.

67 Glimmerschiefer bis Gneis (häufig Chlorit und Granat führend, z. T. diaphthoritisch)

Mit der Bezeichnung Glimmerschiefer bis Gneis (67) wurden metamorphe Paragesteine erfasst, die unter Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies gebildet wurden und nun große Areale im nördlichsten Teil der Silvretta-Decke einnehmen. Es handelt sich um mittelkörnige, stets gut geschieferte, bereichsweise grob flasrige Gesteine, die im verwitterten Zustand rostbraun, in frischen Stücken grau gefärbt sind. Ihre Schieferungsflächen sind dicht mit

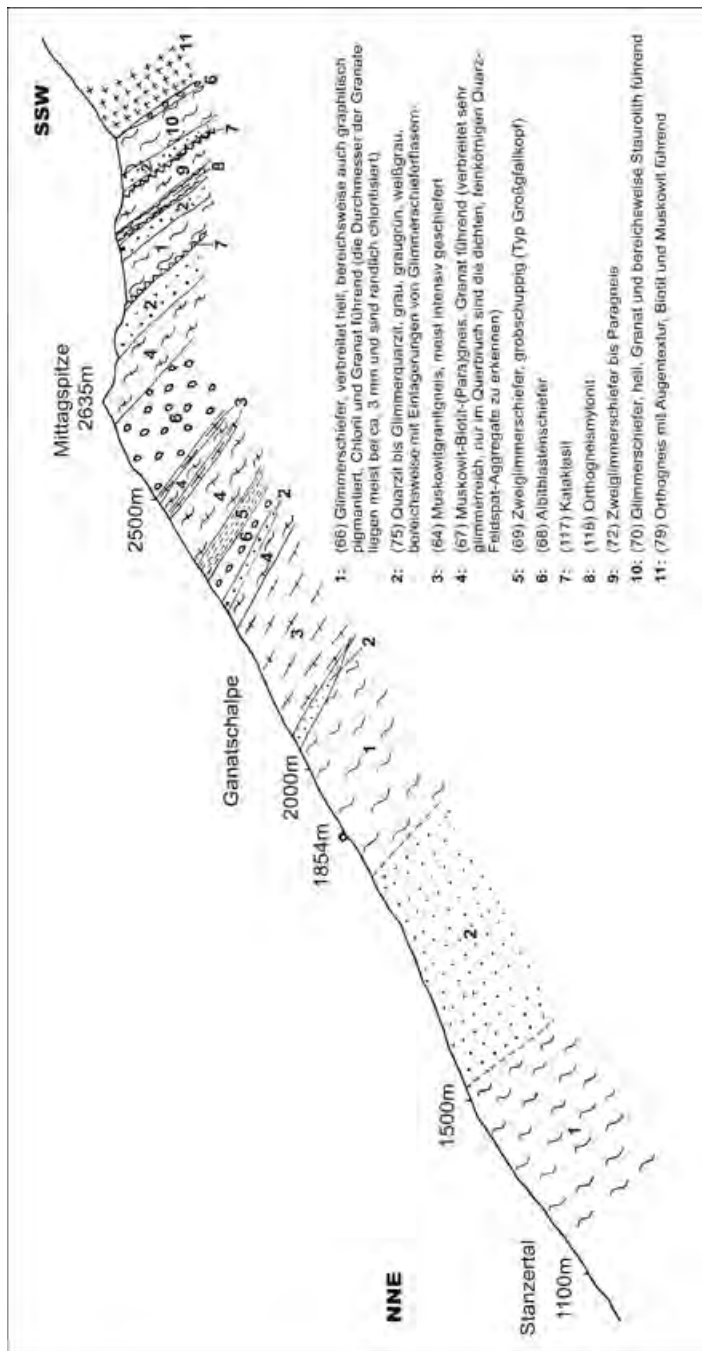
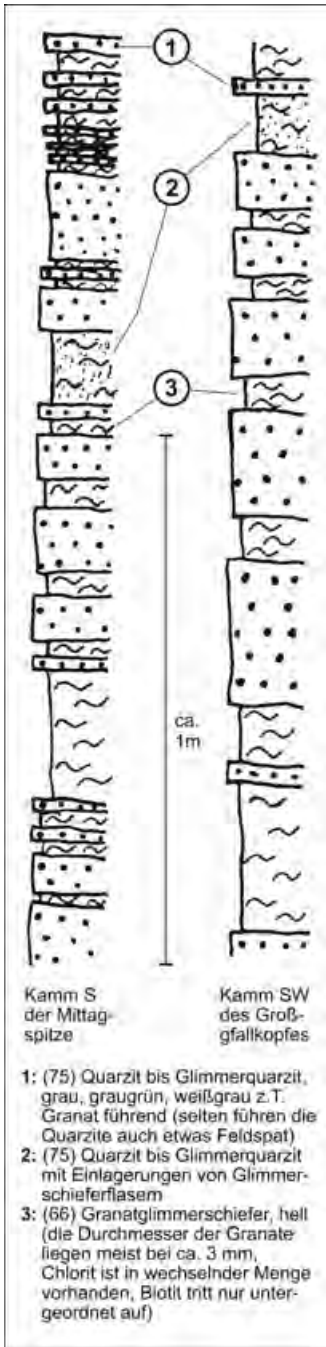


Abb. 18.

Der Profilschnitt Stanzertal – Mittagspitze zeigt eine Abfolge verschiedener, teilweise retrograd überprägter Glimmerschiefer und Paragneise, die typisch für den Venet-Komplex (66, 67, 68) ist. Mit dem Auftreten von Staurolith SSW der Mittagspitze werden die amphibolitfazialen Gesteine des Silvretta-Komplexes erreicht. Aufgenommen von ROCKENSCHAUB, 1988.



Hellglimmer besetzt, Biotit und Chlorit treten makroskopisch nur untergeordnet in Erscheinung. Die Glimmerschiefer bis Gneise führen durchwegs Granat, der sowohl in der Größe als auch in der Menge stark schwankt. Wie dies typisch für die Metasedimentgesteine des Venet-Komplexes ist, wurde der Granat häufig randlich, teilweise aber auch vollkommen in Chlorit und Serizit umgewandelt. Die Matrixbestandteile sind Quarz, Feldspat und Muskowit sowie Biotit und Chlorit. Die Feldspatgehalte variieren deutlich und entscheiden über die Zuordnung zu Glimmerschiefer oder (Para-)Gneis. Als Edukte dieser metamorphen Paragesteine werden überwiegend psammische siliziklastische Sedimentgesteine, beispielsweise Grauwacken sowie sandige Siltsteine und Sandsteine angenommen. Die Grenzen der Glimmerschiefer bis Gneise zu den benachbarten Albitblastenschiefern (68) wird durch deren „Feldspatblasen“ definiert.

66 Heller phyllitischer Granatglimmerschiefer (z. T. diaphthoritisch), heller Granatphyllit

Der helle phyllitische Granatglimmerschiefer (66) ist ein stark geschiefertes, hellgraues Gestein, das verbreitet stark verfaultet ist und häufig Crenulationen erkennen lässt. Der helle Granatphyllit (66) ist ein stark geschiefertes, ebenflächiges, hellgraues bis grünlichgraues Gestein, dessen Schieferungsflächen mit dichten Hellglimmerhäuten überzogen sind. Beide Gesteinsarten führen makroskopisch erkennbare meist einige Millimeter große Granate. Sie wechsellagern mit hellen Phylloniten, bei denen im Aufschlussbereich zwar kein Granat, bereichsweise aber noch stark zerscherte Pseudomorphosen

Abb. 19. Wechselfolge zwischen Quarziten und hellen Granatglimmerschiefern des Venet-Komplexes. Die dargestellten typischen Profile wurden von ROCKENSCHAUB (1990) am Kamm SW des Großfallkopfes und am Kamm S der Mittagspitze aufgenommen. Der erstgenannte Bereich liegt SE des Hohen Riffler, der zweitgenannte NE dieses markanten Gipfels der Verwallgruppe.

dieses Minerals (grünliche Stengel und Flecken) zu erkennen sind. Die durchwegs dünnen, bereichsweise aber auch mehrere Zehnermeter mächtigen Phyllonitlagen wurden maßstabsbedingt in der aktuellen Karte mit den einleitend genannten Granat führenden Gesteinen subsumiert. Im Aufschlussbereich weisen alle Gesteinsvarietäten hellockerbraune, limonitische Verwitterungsüberzüge auf. Quarzmobilisate sind häufig vorhanden und entweder als Knauern oder als lagenförmige millimeter- bis zentimeterdicke Segregationen ausgebildet. Die vorherrschenden Minerale dieser Gesteine sind Hellglimmer und Quarz, Albit ist nur untergeordnet in der Matrix vorhanden. Biotit tritt makroskopisch kaum in Erscheinung, ist im Dünnschliff meist vorhanden, aber durchwegs chloritisiert (s. Fototafel Abb. XXIII, XXIV). Wie dies typisch für die Metasedimentgesteine des Venet-Komplexes ist, wurden die mehrere Millimeter großen Granate häufig randlich, teilweise aber auch vollkommen in Chlorit und Serizit umgewandelt. Präalpidischer Chloritoid konnte nur in einigen wenigen Proben nachgewiesen werden (beispielsweise bei Urgen am benachbarten Kartenblatt ÖK 145 Imst [ROCKENSCHAUB et al., 1983]).

Die Granat führenden Glimmerschiefer und die phyllonitischen Gesteine wechsellagern häufig mit Quarziten, die in der aktuellen Karte mit Übersignatur (75) dargestellt wurden (s. auch Abb. 19). Lithologisch handelt es sich bei den Quarziten um helle grünliche und graue, ebenflächig bis plattig ausgebildete Gesteine mit splittrigem Bruch, die oft zentimeterdünne Lagen oder Flasern von Glimmerschiefern enthalten. Abschnitte, in denen diese quarzitischen Partien gehäuft vorkommen, zeichnen sich im Gelände durch die Bildung von deutlichen Härtlingsstufen aus.

Als Edukte dieser metamorphen Paragesteine werden überwiegend pelitische siliziklastische Sedimentgesteine, beispielsweise feinsandige Siltsteine und Tonsteine angenommen. Reliktische sedimentogene Wechsellagerungen sind in den Wechselfolgen mit quarzitischen Gesteinstypen abgebildet.

65 Heller Phyllit (z. T. Ankerit führend)

Der helle Phyllit ist ein grauer, ebenflächig-parallelschiefriger bis leicht gewellter progressiv grünschieferfaziell metamorpher Serizit-Chlorit-Phyllit, der vereinzelt auch Biotit führt (s. Abb. 20). Er enthält weder Granat noch Pseudomorphosen

dieses Minerals. Sein Vorkommen ist auf einen lediglich ca. 500 m breiten Streifen beschränkt, der unmittelbar am N-Rand der Silvretta-Decke liegt und sich in W-E-Richtung vom Latenbach bis nach Stanz (N Landeck) erstreckt. Es ist dies ein tektonisch stark zerstückelter Abschnitt, in dem entlang von Störungen zahlreiche tektonische Schuppen auftreten, die aus Alpinem Verrucano (56) und Alpinem Buntsandstein (57) bestehen. Im



Abb. 20.

Vorkommen eines hellen Phyllits (Landeck-Phyllit) an der Straße von Zams nach Falterschein beim Tunnel östlich des Kronburger Bachs (ÖK 145 Imst).

Foto: A. GRUBER

Nahbereich der Störungen gelegene helle Phyllite weisen als lithologische Besonderheit beträchtliche Ankerit-Gehalte auf und sind von hellockerbraunen, limonitischen Verwitterungsüberzügen bedeckt.

Der helle Phyllit (65) wird im Folgenden als Landeck-Phyllit bezeichnet, um ihn lithostratigraphisch zu definieren und ihn begrifflich exakter von den retrograd geprägten Gesteinen des Venet-Komplexes (66, 67, 68) trennen zu können (s. Kapitel 5.2.2.1.).

64 Muskowitgranitgneis, Aplitgranitgneis

Im nördlichen Teil der Silvretta-Decke treten immer wieder helle, weißgraue (extrem) biotitarmer bis biotitfreie Orthogneise (Muskowitgranitgneise, Aplitgranitgneise) als Einlagerungen in verschiedenen Paragneisen auf. Sie bilden entweder mehrere Meter bis einige Zehnermeter mächtige, meist linsige Körper mit unterschiedlichster Ausdehnung (wie beispielsweise im Gebiet um die Gampernunalpe und um die Großfallalpe). Oder sie formen etliche Zehnermeter mächtige Orthogneiszüge, die im Streichen über weite Strecken verfolgt werden können (wie beispielsweise am Nordgrat des Grippkopfs [2497 m], zwischen der Mittagspitze [2635 m] und der Ganatschalpe, im Kamm Peziner Spitze [2550 m] – Kleingfallkopf [2440 m] – am Stein [2094 m] sowie im Abschnitt zwischen dem Giggler See und dem Flathsee). Diese Gesteine sind durchwegs stark geschiefert und ihre Schieferungsflächen sind dicht mit feinschuppigem Hellglimmer besetzt. Linsige Kalifeldspat-Augen treten nur in einigen Abschnitten auf und können maximal bis 2 cm Durchmesser erreichen. In der Regel handelt es sich aber bei diesen Gesteinen um leukokrate, fein- bis mittelkörnige Granitgneise, die vorwiegend aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, und Muskowit bestehen. Untergeordnet sind noch Granat, Stilpnomelan, Biotit und/oder Chlorit zu beobachten.

Dem Kartenblattbearbeiter M. ROCKENSCHAUB gelang es in der redaktionellen Schlussphase kurz vor Drucklegung dieses Erläuterungsbandes, durch Einzelzir-kondatierungen für den Muskowitgranitgneis oberordovizische Eduktalter (ca. 460 Ma) zu ermitteln. Beprobte wurde der Muskowitgranitgneis am Hang unterhalb des Zintlkopfs (1468 m) NE Strengen (GÖK Blatt 144 Landeck; WGS 84 47°07'37" N, 10°29'00" E, SH 1420 m) und im Gebiet der Goglesalpe (2017 m) W Piller (GÖK 145 Blatt Imst; WGS 84 47°08'14" N, 10°39'21" E, SH 2000 m).

63 Pegmatit

Die Pegmatite durchdringen oft als diskordante Gänge die Metasedimente des Silvretta-Kristallins, breiten sich aber auch parallel zur Schieferung der Umgebungsgesteine aus. Die Entstehung der Pegmatite ist zeitgleich mit der jüngsten strukturprägenden Metamorphose der Nebengesteine und erfolgte, wie Sm-Nd-Messungen an Granat dokumentieren, während des Perm. Lithologisch handelt es sich um sehr grobkörnige, verbreitete massige, selten leicht geschieferte, helle bis weiße Gesteine. In der Regel bestehen sie aus richtungslos angeordneten Mineralen, vorwiegend aus Quarz, Feldspat und Muskowit, der in großen, silbernen Tafeln kreuz und quer im Gestein steckt. Granat und Biotit sind eher selten zu beobachten, schwarze, etliche Zentimeter große Turmaline kommen häufig im Pegmatit und in kleineren Aggregaten in den Umgebungsgesteinen vor.

Am aktuellen Kartenblatt treten die Pegmatitgänge in zwei Abschnitten auf. Einerseits sind sie am ganzen Südostrand der Silvretta-Decke (gegen das Unterengadiner Fenster) weit verbreitet. Wie auch ihre Nebengesteine sind die Pegmatite hier im unmittelbaren Nahbereich des Überschiebungsrandes stellenweise vergrünt. Andererseits treten sie in einer Zone auf, die sich vom Urgtal über den Thialkopf (2398 m), die Giggler Spitze (2614 m) bis See im Paznauntal erstreckt.

62 Diabas

Die variszisch geprägten Gesteine der Silvretta-Decke werden von basischen bis andesitischen Ganggesteinen intrudiert, die als Diabase zusammengefasst werden. Lithologisch handelt es sich um massive, dichte bis feinkörnige, grün-graue Gesteine, die am aktuellen Kartenblatt einerseits im Bereich um Landeck und Grins sowie andererseits im Gebiet nördlich von Kappl angetroffen wurden. Die Vorkommen erreichen eine Längserstreckung bis zu mehreren hundert Metern bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von wenigen Metern bis zu maximal einigen Zehnermetern. Es handelt sich um gangförmige Intrusionen, die im Allgemeinen der vorgegebenen Schieferung der Umgebungsgesteine folgen, aber manchmal auch quer zur Schieferung vorgedrungen sind, wie man beispielsweise an dem Gang östlich der Kirche von Landeck sehen kann. Plagioklas und Augit, bzw. deren Umwandlungsprodukte (Albit, Chlorit, Epidot, Karbonat und Aktinolith), sind ihre Hauptbestandteile. Die Gänge bei Landeck und nördlich von Kappl (zwischen dem Lattejoch und dem Hohen Riffler) enthalten auch Stilpnomelan, der möglicherweise alpidisch gewachsen ist (RAMMLMAIR, 1980; AMANN, 1985).

61 Marmor (z. T. Tremolit führend), Kalksilikatschiefer, Phlogopitquarzit

Südlich des Thialkopfes (2398 m), beim Weiler Glittstein (gegenüber von See im Paznauntal) und im Bereich der Diasalpe NW von Kappl befinden sich als Einlagerungen in von Pegmatiten durchzogenen Zweiglimmerschiefern und Paragneisen wenige Meter mächtige, durch lagenweise auftretende silikatische Beimengung verunreinigte Karbonatgesteinslinsen (61), die sich in Streichrichtung über einige Zehnermeter verfolgen lassen. Lithologisch handelt es sich um gebankte, grobspätige weiße bis blaugraue Kalkmarmore, z. T. treten auch dolomitische Partien und Kalkschiefer auf. Die Karbonatgesteine sind durchwegs deutlich geschiefert, mit den Umgebungsgesteinen verfaltet und zeigen an voralpinem Mineralbestand Tremolit und Diopsid. An den Rändern der Karbonatgesteinslinsen können oft reichlich Zoisit führende Kalksilikatschieferzonen (AMANN, 1985) und bereichsweise Phlogopitquarzite beobachtet werden.

7.3.2.2. Zone von Puschlin

Die Erläuterung dieser Einheit findet sich in Kapitel 5.2.2.2.

60 Alpiner Verrucano (Metakonglomerat, Metasandstein, bunter Phyllit, Quarzit; „Permoskyth“)

59 Dolomitmarmor (Trias)

58 Kalkmarmor (Trias)

Die Zone von Puschlin erreicht vom östlichen Nachbarblatt (ÖK 145 Imst) kommend im mittleren Urgtal (nahe der Landecker Schihütte) das aktuelle Kartenblatt GÖK 144 Landeck. Im Urgtal und in der NE-Flanke des Gatschkopfs (2588 m) enthält diese Deformationszone neben etlichen Kataklastitvorkommen zahlreiche Linsen permotriassischer Gesteine, die nachfolgend näher erläutert werden. Aber auch nördlich der Zone von Puschlin konnten vergleichbare postvariszische Sedimentgesteine mehrfach aufgefunden werden, wie beispielsweise in der Umgebung von Tobadill, am Perfuchsberg und nordwestlich des Neablekopfs (1363 m). Es handelt sich um primär sedimentär auf den Gesteinen der Landecker Phyllitgneiszone abgelagerte Siliziklastika, die der stratigraphischen Basis der Lechtal-Decke entsprechen. Heute markieren diese permotriassischen Gesteine Reste von Synklinalen, die zumindest in einigen Abschnitten von einem regional E-W-streichenden Störungsbündel (Stanzertal-Linie) durchschnitten wurden. Es handelt

sich einerseits um dünne Lagen von meist rötlich bis violett gefärbten, schwach metamorphen Sandsteinen, bunten Phylliten und bunt zusammengesetzten Metakonglomeraten des **Alpinen Verrucano (60)**. Andererseits sind ± quarzitische Gesteine (60) zu beobachten, die vermutlich dem Alpinen Buntsandstein entsprechen. Dabei handelt es sich um grünliche und silbrig graue Serizitschiefer bis weiße Serizitquarzite und um plattige, schmutzig weiße, hellgraue oder grünliche (Phengit) Serizitquarzite sowie untergeordnet um Metaquarzkonglomerate, mit 2 mm bis maximal 5 cm großen, manchmal rötlich verfärbten, hauptsächlich aus Quarz bestehenden Komponenten. Darüber hinaus sind im Urgtal einige wenige isolierte kleine Schollen schwach metamorpher triassischer Karbonatgesteine in die siliziklastischen Perm- und Unter-Trias-Gesteine eingelagert. Die hier östlich der Landecker Schihütte vorkommenden dichten hellgrauen **Dolomit(marmorje) (59)** sind intensiv tektonisiert und zerbrechen grusig, während die südöstlich der Drei Seen am Abhang zum Urgtal vorkommenden feinkörnig kristallisierten **Kalkmarmore (58)** grau-weiß gebändert ausgebildet sind.

Für das Verständnis der tektonischen und metamorphen Entwicklungsgeschichte der Silvretta-Decke ist es wichtig zu wissen, dass sowohl in den siliziklastischen permotriassischen Gesteinen des Urgtals als auch in ihren zur Landecker Phyllitgneiszone gehörenden Nebengesteinen (Venet-Komplex) alpin syn- und postkinematisch gesprosser Chloritoid vorkommt (AMANN, 1985).

7.3.3. Nördliche Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen wurden bereits in Kapitel 5.2.3. erläutert.

7.3.3.1. Lechtal-Decke, Inntal-Decke

Die Lechtal-Decke und Inntal-Decke der Nördlichen Kalkalpen wurden bereits in Kapitel 5.2.3.1. und 5.2.3.2. erläutert.

57 Brekzie, Konglomerat (Unteres Perm)

56 Alpiner Verrucano (Sandstein, Konglomerat, Tonschiefer; Unteres Perm)

Im Stanzertal, an der Südseite der Lechtaler Alpen, setzt die postvariszische Sedimentation in der Lechtal-Decke mit einer unterpermischen Basisbrekzie ein.

Generell kann die rund 350 m mächtige permoskythische Sedimentabfolge im Stanzertal in folgende lithostratigraphische Einheiten untergliedert werden: Basisbrekzie (Liegende Serie des Alpinen Verrucano); Alpiner Verrucano (Hangende Serie des Alpinen Verrucano) und Alpiner Buntsandstein (Hangende Quarzitisserie).

Die **Basisbrekzie (57)** („Liegende Serie des Alpinen Verrucano“) liegt primär sedimentär auf dem variszisch gefalteten Basement („Silberne“ bzw. „Bunte Phyllite“ [AMPFERER, 1932] = [65] Heller Phyllit [z. T. Ankerit führend]) und besteht aus einer bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen Abfolge aus polymikten Brekzien mit vielen Phyllitgeröllen des Untergrundes. Am Top treten vereinzelt gering mächtige saure Vulkanite auf (Igneimbritlage, Tuffe und Tuffite; s. STINGL [1981, 1982]; KRAINER [1981, 1982]). Die Basisbrekzie ist in das „Unterrotliegend“ zu stellen. Sie ist ein Äquivalent der Basisbrekzie, die den verkarsteten devonischen Spielbergdolomit im Bereich zwischen St. Johann in Tirol und Saalfelden überlagert (STINGL, 1983), sowie ein Äquivalent der Laas-Formation des Drauzuges (KRAINER, 1990) bzw. der Werchzirm-Formation der Gurktaler Decke (KRAINER, 1987b; s. auch KRAINER, 1993)

Über der Basisbrekzie folgt die „Hangende Serie des Alpinen Verrucano“, der **Alpine Verrucano“ (56)** i. e. S., eine bunte Folge von meist roten bis violetten Konglomeraten, Sandsteinen (hauptsächlich lithische Wacken) und Tonschiefern,

charakterisiert durch das Auftreten von Aufarbeitungsprodukten saurer unterpermisscher Vulkanite (s. STINGL, 1981, 1982). Diese stratigraphische Abfolge entspricht dem Spielberg-Konglomerat und den Mühlbach-Tonschiefern zwischen St. Johann i. Tirol und Saalfelden (STINGL, 1983) sowie der Gröden-Formation des Drauzuges und der Gurktaler Decke (KRAINER, 1985, 1987a/b, 1989). Basisbrekzie und Alpiner Verrucano stellen faziell proximale bis distale alluviale Schuttfächer dar, die lokal in feinkörnige Sandflat-Playa-Komplexe übergehen. Die Neubildung von Pyrophyllit im Alpiner Verrucano weist auf eine schwache metamorphe Überprägung hin (STINGL, 1982). Innerhalb der Hangendserie des Alpiner Verrucano tritt bei Gand eine hauptsächlich aus Kupfersulfiden zusammengesetzte hydrothermale Gangvererzung auf. Vorherrschendes Erzmineral ist ein As-Hg-Tetraedrit (STINGL, 1981, 1982; MOSTLER et al., 1982).

55 Alpiner Buntsandstein (Sandstein, Quarzit; Unter-Trias)

54 Reichenhall-Formation (Rauwacke, Kalk; Gips; Unter-Trias – Unteres Anisium)

Über dem Alpiner Verrucano folgt mit einer scharfen Grenze die „Hangende Quarzitserie“ aus roten und weißen Quarziten, die zeitlich in die Unter-Trias zu stellen ist (KRAINER, 1981, 1982; s. Fototafel, Abb. I). Stratigraphisch entspricht sie dem **Alpinen Buntsandstein (55)** und der Werfen-Formation im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen (z. B. STINGL, 1984a,b, 1987) bzw. des Drauzuges und der Gurktaler Decke (KRAINER, 1985, 1987a/b, 1989). Der Alpine Buntsandstein wird von Rauwacken der Reichenhall-Formation überlagert. Die Mächtigkeit der Hangenden Quarzitserie beträgt rund 100 m. Es handelt sich überwiegend um Sublitharenite und Quarzarenite. An Sedimentstrukturen sind hin und wieder Horizontal- und Schrägschichtungen erkennbar. Die roten Quarzite weisen gegenüber den weißen, vererzten Quarziten einen etwas geringeren Reifegrad auf. Die rote Farbe ist auf diagenetisch entstandenes Hämatitpigment zurückzuführen. Die roten Quarzite werden als Ablagerungen riesiger alluvialer Ebenen interpretiert. Während detritische Feldspäte in den roten Quarziten weitgehend fehlen, sind in den weißen Quarziten einzelne Lagen sehr feldspatreich und dementsprechend als arkosische Arenite bis Arkosen zu bezeichnen. Aufgrund des hohen textuellen Reifegrades und der ähnlichen Diageneseprozesse, wie sie aus marinen Sandsteinen des Alpiner Buntsandsteines des Drauzuges bekannt sind (authigene Feldspat- und Quarzanwachssäume, Karbonatzement; s. KRAINER [1987a]; KRAINER & SPÖTL [1989]), kann für die weißen Quarzite ein flachmarines Ablagerungsmilieu angenommen werden. In den Quarziten (Alpiner Buntsandstein) des Stanzertales tritt an mehreren Stellen (Flirscher Schihütte, Rammlestobel und Steißbachtal) eine disseminierte Fahlerzvererzung auf, und hier nur in den weißen Quarziten, die am Top der Hangenden Quarzitserie den roten Quarziten eingeschaltet sind und mit diesen verzahnen. Ähnliche Verhältnisse liegen im Montafon vor, wo die untertriassischen Quarzite ebenfalls eine mechanisch-sedimentäre Cu-Vererzung enthalten (s. HADITSCH et al., 1978). Die Paragenese besteht zum überwiegenden Teil aus Fahlerz, seltener treten Kupferkies und Pyrit auf (KRAINER, 1981, 1982).

Über der klastischen Gesteinsabfolge der „Hangenden Quarzitserie“ folgt die **Reichenhall-Formation (54)**. Die Vorkommen an Blatt Landeck sind meist in Form der „Reichenhaller Rauwacke“ ausgebildet (s. Fototafel Abb. II). Es handelt sich um gelblich anwitternde, zellig-kavernöse, oft brekziöse dolomitische Kalke. Untergeordnet treten auch fast reine Kalke, „Reichenhaller Kalke“, auf. Sie sind dünn gebankt und zeigen nicht selten Bioturbation. An einigen Stellen, etwa im Schöngraben bei Pettneu, wurde früher Gips abgebaut, der in der Reichenhall-Formation immer wieder eingeschaltet ist. Nach FELLERER (1964) beträgt die

Mächtigkeit der Gipse bis zu 60 m. Das Alter der Rauwacken ist nicht genau bekannt, AMPFERER (1932) beschreibt aus sandigen, lockeren Mergelkalken, die eng verbunden mit den gelben Rauwacken auftreten, *Myophoria costata* ZENKER, *Modiola böhmi* SKUPHOS und *Myacites* sp. Diese belegen ein Alter von Olenekium (Oberskyth) bis Unteres Anisium. Der sedimentäre Übergang von den Quarziten zu den Rauwacken, wie er im Zeinsgraben beobachtet wurde, mächtige Gipseinschaltungen innerhalb der Rauwacken und die Bindung an einen bestimmten stratigraphischen Horizont, nämlich im Hangenden der Quarzite, sprechen für eine ursprünglich mehr oder weniger sedimentäre Entstehung der Rauwacke in einem flachmarinen, evaporitischen Milieu in Entsprechung zu den damals herrschenden klimatischen und paläogeographischen Bedingungen. Allerdings kann über den ursprünglichen Habitus der Reichenhaller Rauwacke aufgrund ihrer späteren tektonischen Überprägung keine Aussage getroffen werden (KRAINER, 1981).

53 „Sandiges Anis“ (sandiger Kalk, Hinterseejoch; Anisium)

52 Alpiner Muschelkalk (heller bis dunkler Kalk, Hornsteinkalk; Anisium – Ladinium)

Das „sandige Anis“ (53) ist in seiner Ausbildung jenem der Krabachjoch-Decke sehr ähnlich. Es tritt am Hinterseejoch (2482 m) zwischen Vordersee- und Aperiesspitze in Verbindung mit kleinen Fe-Karbonatvorkommen auf und wird von dünngebanktem grauem Dolomit, in welchem lagenweise eingeschwemmte eckige Gesteinsbruchstücke mit Quarz, Feldspat sowie Glimmer mit Korngrößen bis zu mehreren Millimetern vorkommen, aufgebaut. An biogenen Resten konnten Ostrakodenschälchen, vereinzelt Echinodermenreste und vor allem Foraminiferen beobachtet werden, die jedoch keine altersmäßige Einstufung zuließen.

Der „Alpine Muschelkalk“ (52) der Nördlichen Kalkalpen in Tirol wird je nach Autor verschieden untergliedert. Nach der eher rein beschreibenden Gliederung (u. a. KUBANEK [1969]: „Wurstelkalk“, „Flaserkalk“, Bankkalk, Massenkalk, Knollenkalk) hat sich die Verwendung der von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) vorgeschlagenen Gliederung in Virgloriakalk, Steinalmkalk und Reiflinger Kalk in den westlichen Nördlichen Kalkalpen weitgehend durchgesetzt. Da im Bereich des Kartenblattes Landeck kaum ungestörte, vollständige Profile erhalten sind, auch keine neueren Arbeiten existieren, wurde der Alpine Muschelkalk hier nicht weiter untergliedert. Die Gesamtmächtigkeit lässt sich mit etwa 100 m abschätzen. Es handelt sich um helle bis dunkle Kalke, die besonders im Niveau des Reiflinger Kalkes häufig Hornstein führen (z. B. im Kogel-Bach auf 1400 m Höhe). Lokal sind Pietra-Verde-Lagen entwickelt. Bei Schnann ist der Muschelkalk hornsteinfrei und enthält auch keine Pietra-Verde-Lagen.

51 Partnach-Formation (Tonstein, Mergel, Kalk; Ladinium)

50 Wettersteinkalk (Oberes Anisium – Unteres Carnium)

49 Wettersteindolomit (Oberes Anisium – Unteres Carnium)

Die primär wohl über 200 m mächtige **Partnach-Formation (51)** ist auf dem Kartenblatt an mehreren Stellen aufgeschlossen. Die Partnachschichten stellen die Beckenfazies zur Wettersteinkalk-Plattform dar und bestehen aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern, Mergeln und Kalken (s. Fototafel Abb. III). Die charakteristischen schwarzen Tonschiefer enthalten keine Fossilien, häufig sind Konkretionen vorhanden. Die Kalke sind lokal dolomitisiert, plattig und häufig im Meter-Bereich verfalzt. Eher untypisch, da kaum tektonisch gestört, bestens aufgeschlossen und in großer Mächtigkeit anstehend ist das Profil bei Schnann in der Schnanner Klamm und entlang der Straße der Wildbach- und Lawinenverbauung zu den Schnanner Tunnels (s. Kapitel 12.3.).

Der **Wettersteinkalk (50)** (Plattform) tritt in den Lechtaler Alpen vorwiegend in den Inntal-Decke (z. B. Heiterwand, ÖK 115 Reutte) auf. Auf Blatt Landeck jedoch kommt er nur am Südrand der Kalkalpen und hier in der Lechtal-Decke vor. Hellgraue bis weißliche, massige bis gebankte Kalke bauen mit einer Mächtigkeit von weit über 600 m (aber gegen S und W abnehmender Mächtigkeit) diese oft Wände bildenden Gebirgsstöcke auf. Am Aufbau der Riffe sind neben Korallen vorwiegend Algen beteiligt; auch Großoolithe fallen auf. Im Bereich des Simeleskopfes (2141 m, AV-Karte Bl. 3/3) S der Eisenspitze ist ein 200 m mächtiger, invers lagernder Riffkörper aufgeschlossen, ebenso im Bereich der Blankaspitze (2174 m) S der Ansbacher Hütte (WESTRUP, 1970). Verzahnungsbereiche mit den Partnach-Becken-sedimenten sind u. a. im Tobel oberhalb „Filisun“ und oberhalb des „Stabelin“ (E bzw. N von Flirsch, AV-Karte Bl. 3/3) zu beobachten (WESTRUP, 1970). Teilweise verliert der Wettersteinkalk seine typische Ausbildung und zeigt Anklänge an die weiter im Westen vertretenen Arlbergschichten: Die Kalkbänke sondern sich schärfer gegeneinander ab, häufig sind dickere und dünnere Lagen von schwarzen Mergeln und sandigen Schiefeln, helle Rauwacken und Dolomite, zwischengeschaltet.

Wettersteindolomit (49) ist am Südrand der Lechtaler Alpen, vor allem oberhalb von Grins zwischen Gasillbach im W und Strittentobel im E aufgeschlossen.

48 Nordalpine Raibl-Gruppe (Kalk, Dolomit, Tonstein, Sandstein; Julium – Tuvallium)

Über dem Wettersteinkalk bzw. -dolomit folgen scharf, aber konkordant feinklastische Sedimente der Nordalpinen Raibl-Gruppe (48). Auch über der Partnach-Formation ist die Grenze zu den Raibler Schichten mit dem Einsetzen von Sandgehalt oder oft auch Pflanzenhäcksel führenden Sandsteinbänkchen festlegbar. Der Bildungsraum der Raibler Schichten war generell durch ein flachmarines Milieu mit gemischt karbonatisch-siliziklastischer Sedimentation gekennzeichnet. Dies äußert sich in der Schichtfolge in einem mehrmaligen Wechsel von Sandsteinen, Tonschiefeln, Rauwacken mit Gipsen, Kalken und Dolomiten (s. Fototafel Abb. IV). Nach WESTRUP (1970) beginnt die Sedimentation in den westlichen Nördlichen Kalkalpen im Julium. Das Profil vom Christles-Rinner im Oberlochtal (Abb. 4 in WESTRUP, 1970) zeigt die variable lithologische Zusammensetzung sehr anschaulich. Hier stehen Rauwacken in großer Verbreitung an. In Verbindung mit den Rauwacken treten im Starckenbachtal häufig „Mürbdolomite“ auf. In tektonisch stark deformierten Arealen sind die Raibler Schichten oft reduziert; dies gilt vor allem für die Tonschieferhorizonte, die lokal völlig abgeschert sind. In vorwiegend durch Dolomite gekennzeichneten Profilen sind hingegen Schichtverdopplungen durch Flachbahn-Rampen-Überschiebungen häufig, z. B. auf der Bärenscharte (WESTRUP, 1970).

47 „Unterer Hauptdolomit“ (Dolomit, eher massig, syngedimentäre Brekzie; Lagunensediment, z. T. hypersalinar)

46 „Mittlerer Hauptdolomit“ (Dolomit, meist gebankt, Stromatolithe)

45 Seefelder Schichten (bituminöser Mergel, Asphalt-schiefer; Alaunium)

44 „Oberer Hauptdolomit“ (heller Dolomit, Laminit; Alaunium – Sevatum)

43 Hauptdolomit ungegliedert; Norium – ?Unteres Rhätium: Lacium/ Alaunium – ?Sevatum

Der Übergang von den Raibler Schichten zum darauffolgenden Hauptdolomit ist durch Rauwacken gekennzeichnet. In den gesamten Lechtaler Alpen ist dieser Kontakt fast immer tektonisch überprägt. Der Hauptdolomit stellt mit einer Mächtigkeit von etwa 500 m in den westlichen und nahezu 2000 m in den

östlichen Lechtaler Alpen den Hauptfelsbildner dar. Detaillierte Bearbeitungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen wurden durch MÜLLER-JUNGBLUTH (1968a,b), SCHERREIKS (1971), FRUTH & SCHERREIKS (1982) durchgeführt. Auch die Arbeiten von POLESCHINSKI (1989), BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) und DONOFRIO et al. (2003) aus dem Gebiet von Seefeld in Tirol (GÖK 117 Zirl), bringen neue Daten, die auch für den Hauptdolomit der Lechtaler Alpen Geltung haben.

Der **Untere Hauptdolomit (47)** setzt mit häufig brekziösen, im Meter-Bereich gebankten Dolomiten ein. Oft sind sandfreie Dolomitmergel zwischengeschaltet. Der Hauptteil besteht aus feinlaminieren monotonen Rhythmiten mit verschiedenen hohen Bitumengehalten (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968a), die als Ablagerungen im subtidalen Milieu betrachtet werden (FRUTH & SCHERREIKS, 1982).

Der bis 500 m mächtige **Mittlere Hauptdolomit (46)** ist überwiegend feinlaminieren (meist stromatolithische Arenite bis Mikrite) und dürfte zum Großteil in intertidalen bis supratidalen Milieus entstanden sein. Der Bitumengehalt ist hier am geringsten, lokal sind aber immer wieder bitumenreiche Lagen anzutreffen.

Über dem Mittleren Hauptdolomit folgen im Profil – meist schon morphologisch deutlich erkennbar – die **Seefelder Schichten (45)** (= Bituminöser Hauptdolomit sensu MÜLLER-JUNGBLUTH [1968a] und anderer Autoren). Die Seefelder Schichten sind, lithologisch betrachtet, dünnstbankige bis zentimeter- bis dezimetergebankte, meist laminierte Dolomite, Kalke und Mergel, die stets dunkelbraun bis grauschwarz und zumeist äußerst feinkörnig (Korngröße < Silt) sind (s. Fototafel Abb. V). Die dünnen Lagen bestehen meist aus Mergeln und Tonsteinen (auch Glimmer führend), in denen bei Seefeld in Tirol eine reiche Fischfauna gefunden wurde (vgl. BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986). An typischen Sedimentstrukturen sind Lamination bis Feinstlamination und Rutschstrukturen (slumpings) hervorzuheben. Der Erhalt dieser Sedimentstrukturen spricht – wie die Bitumenführung – für ein anoxisches Milieu ohne Bodenleben, d. h. ohne Bioturbation. Der stets vorhandene Bitumengehalt kann so hoch sein (Ölschiefer), dass dieser nahezu alleiniger Feinschichtbildner ist (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968a). Die Seefelder Schichten werden als Ablagerungen eines eingeschränkten Intraplattformbeckens interpretiert (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986). Bei AMPFERER (1932) wurden sie an einigen Stellen mit den „Kössener Schichten“ verwechselt. Die Mächtigkeit variiert von wenigen Metern bis über 50 m. Die größte Mächtigkeit wird im Bereich des Bitterichkopfs (2698 m) erreicht. Für die Kartierung stellen die Seefelder Schichten einen sehr wichtigen Leithorizont innerhalb des Hauptdolomites dar. Nach POLESCHINSKI (1989) sind die Seefelder Schichten im Bereich der Typuslokalität bei Seefeld i. Tirol aufgrund der darin enthaltenen Heterastridien und Conodontenfauna in das Alaunium zu stellen. DONOFRIO et al. (2003) beschreiben Conodonten der Postera-Zone (Alaunium 2); das Auftreten der Hydrozoe *Heterastridium conglobatum* im oberen Abschnitt der Seefelder Schichten weist auf Alaunium 3 hin.

Der lithologische Wechsel von den bituminösen Seefelder Schichten zum **Oberen Hauptdolomit (44)** erfolgt abrupt. Wenn die Seefelder Schichten fehlen, ist der Obere nicht immer vom Mittleren Hauptdolomit unterscheidbar. Die „weißen Bänke“ des Oberen Hauptdolomites sind beispielsweise etwas mächtiger. Kennzeichnend sind aber die leicht rötlich-gelblichen, blassbunten Fugentone. Bitumengehalt ist im Oberen Hauptdolomit kaum mehr feststellbar. Der von MÜLLER-JUNGBLUTH (1968a) beschriebene Onkoidhorizont, ein Leithorizont, ist bei der Profilaufnahme hilfreich, bei der Kartierung aber oft schwer zu finden. Nach oben häufen sich Bereiche mit reichem Biogengehalt (Megalodonten und Gastropoden), auch Algenstromatolithe mit LF-Gefügen sind zu finden. SCHERREIKS (1971) erwähnt folgende Fossilien: *Myophoria ehenopus* (LAUBE), *Worthenia*

eseheri (STOPP), *Chemnitzia hagenovii* (KLIPSTEIN), *Ostraeoda* sp., *Miliolidae* sp., *Plaeoehelys* sp.

Hauptdolomit ungegliedert (43) wurde am Kartenblatt überall dort ausgeschieden, wo man sich bei der Unterteilung in Unteren, Mittleren oder Oberen Hauptdolomit unsicher war. Dies ist dort der Fall, wo beispielsweise die trennenden Seefelder Schichten fehlen oder nicht erkannt wurden oder wo die Aufschlüsse nicht zugänglich waren. Über weite Bereiche ist im Hauptdolomit aufgrund starker Verfaltung, Verschuppung und Stapelung sowie tektonischer Zertrümmerung (Kataklasite und Kakirite) bzw. durch allseitige tektonische Zuschnitte und Fehlen der stratigraphischen Hangend- und Liegendgrenze keine Oben-Unten-Ansprache und damit auch keine stratigraphische Unterteilung möglich. Dies gilt am Kartenblatt in der Lechtal-Decke im Abschnitt W des Parseier- und Alperschönbaches. In der Inntal-Decke ist dies das Hauptdolomitareal zwischen Gramais- und Madautal N des Alblitjoches. Auch die Abschnitte, wo der Hauptdolomit gegliedert ist (wurde großteils von MÜLLER-JUNGLUTH [1968a] übernommen), sind wegen der tektonischen Komplexität mit Vorbehalt zu betrachten. V. KLEBELSBERG (1935) erwähnt im Hauptdolomit am Almajurjoch und auf den „Knappenböden“ Verzungen von Zinkblende und Bleiglanz (s. auch Kapitel 11.2.3.).

42 Plattenkalk (gebankter Kalk; Oberes Norium – unteres Rhätium)

Der Plattenkalk (42), der in weiten Teilen der Nördlichen Kalkalpen das stratigraphisch Hangende des Hauptdolomites bildet, ist auf Blatt Landeck in nur wenigen Vorkommen typisch ausgebildet und vom Hauptdolomit getrennt auskartiert worden (S des Silbersattels, N Bereich des Zammer Lochs [SPÖTL, 1987]). Am Brunnkopf-Sattel ist der Plattenkalk 50 m mächtig (BANNERT, 1964). Häufiger stellt der Plattenkalk nur einen undeutlichen Wechsel vom Oberen Hauptdolomit, auch teilweise der Seefeld-Formation, mit Kalk-Mergel-Folgen zu den Beckenbildungen der Kössen-Formation dar. Im Liegenden ist nie eine scharfe lithologische Grenze ausgebildet. Der Plattenkalk stellt eine Faziesfolge aus einem sich absenkenden Flachmeerbereich dar. Die Kalke enthalten häufig Foraminiferen, Gastropoden und Ostrakoden. Mit dem Auftreten von ersten mächtigeren, schwarzen Mergeln ist die Grenze zur Kössen-Formation erreicht.

41 Kössen-Formation (dunkler Mergel bis Kalkmergel; Rhätium)

40 Schattwald-Formation (bunter Tonmergel; Rhätium);

39 Oberrhätalk (massiger Riffkalk, gebankter Kalk; Oberes Rhätium bis unterster Unter-Jura)

Die **Kössen-Formation (41)**, die Beckenfazies zum Oberrhätalk, besteht in den Lechtaler Alpen aus dunkelgrauen und schwarzen Tonschiefern, die mit Mergelschiefern und dunklen, dezimetergebankten Kalken wechsellagern (s. Fototafel Abb. VI). Ebenso kommen dickbankigere, hellere Kalke mit welligen Bankflächen vor. Die Kalke sind teilweise sehr fossilreich (Biomikrite), wobei tempestitische Lagen (Schillpflaster-Sturmlagen) charakteristisch sind (vgl. KRAINER, 1985). An Makrofossilien beschreibt schon AMPFERER (1932) eine Reihe von Bivalven (z. B. *Rhaetavicula contorta portlandica*), Brachiopoden (*Rhynchonella fissicostata Schafhäutli*; *Terebratula gregaria Schafhäutli*), Echinodermen (*Cidaris* sp., *Pentacrinus* sp.), Korallen (*Thecosmilia* sp.). KRAINER (1990) beschreibt aus Kössener Schichten im Sulzital Fundstellen von *Avicula kösseniensis*, Korallen- und Bryozoenresten sowie Spreitenbauten vom Typ *Rhizocorallium* und *Zoophycos*. SARTHEIN (1962) erwähnt vom Oberlahmsjoch den Fund mehrerer Ammoniten, z. B. von *Choristoceras* sp., *Amioceras* sp. (?). MEGGERS (1991, Abb. 7) beschreibt von den „Unteren Schafgängen“ in der Nordflanke der Oberlahmsspitze (Lechtal-Decke)

ein fast ungestörtes Profil der Kössen-Formation. Die Schichtfolge variiert dort innerhalb weniger Meter zwischen zyklisch wiederkehrenden Aufarbeitungshorizonten, Lumachellen-Lagen, Schrägschichtungskörpern von Gezeitenrinnen, Ooidbänken und biostromalen Riffstrukturen (kleine Riffstotzen, „Patch Reefs“). Die Lumachellen bestehen aus bis zu 4 cm großen Mollusken- und Brachiopodenschalen, oft unzerbrochen, häufig schichtparallel eingeregelt (MEGGERS, 1991). Die Kössener Schichten zeigen typische ockergelbe Verwitterungsfarben. Im Gelände erfolgt die Abgrenzung zum Hauptdolomit bzw. zum Plattenkalk (der nicht immer abgetrennt wurde) mit dem Auftreten dezimetermächtiger Tonmergel. Im obersten Abschnitt (bei Überlagerung durch die Allgäu-Formation) ist die Kössen-Formation lokal verkieselt. Das zurücktretende Verwitterungsprofil, dichte Vegetation und die Anfälligkeit für Rutschungen lässt dieses Schichtglied schon von weitem erkennen. Der Wechsel von mechanisch inkompetenten und kompetenten Bänken machte die Kössen-Formation im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung besonders empfänglich für extreme, teilweise inkongruente und parasitäre Verfaltungen sowie für die Ausbildung von Abscherhorizonten. Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 200 m, die weiteste Verbreitung findet sich im Nordwesteck des Blattes, wo die Kössen-Formation beispielsweise den Kern der mächtigen Baumgarten-Antiklinale bildet (Faltdafel. 2a).

Die **Schattwald-Formation (40)** ist nach Aufschlüssen bei Schattwald (Tanneheimer Tal) benannt und wurde von REISER (1920) eingeführt. Es handelt sich hierbei um wenige Meter mächtige, meist weinrote, rötlichbraune bis bunte (schwarze, grüne, graue) weiche Ton-, Silt- und Sandsteine sowie Mergel, die am Top der Kössen-Formation am Übergang zur Allgäu-Formation auftreten (vgl. AMPFERER, 1932). Typisch ist das blättrige Verwittern. Die wenigen Vorkommen sind nur von lokal begrenzten Bereichen der Lechtaler Alpen bekannt (GRUNICKE, 1990). SARNTHEIN (1962) hat rotgrüne Mergel über der Kössen-Formation des Streichgampenjöchls (Inntal-Decke) als Schattwalder Schichten angesprochen; auch KRAINER (1990) erwähnt ein kleines, 15 m mächtiges Vorkommen aus dem Sulzltal N unterhalb der Peischelspitze (2424 m). Nach neuesten Forschungen im Karwendelgebirge (GSSP für die Trias-Jura-Grenze am Kuhjoch; v. HILLEBRAND & KMENT, 2009) werden die Schattwalder Schichten als Member der Tiefengraben-Subformation der Kendlbach-Formation zugeordnet, die das oberste Rhätium (Schattwalder Schichten) und das unterste Hettangium umfasst.

Der **Oberrhätalkalk (39)** stellt eine Karbonatplattform-Entwicklung dar, die mit den Beckensedimenten der Kössen-Formation verzahnt. Als Kalk, meist massiger Riffkalk, tritt er schon morphologisch oft deutlich rippen- oder wandbildend hervor (s. Fototafel Abb. VII). Auch dickbankige Lagunenfazies aus oolithischen Kalcken ist entwickelt. Die Kalke sind meist weißlichgrau bis fast reinweiß und häufig verkarstet (ANDRULEIT, 1991).

Die Fauna zeigt ein Vorherrschen von gerüstbildenden Organismen, wobei die Kalkschwämme und Korallen den Hauptanteil stellen (SNOWBARI-DARYAN, 1980). Die genannte Verzahnung mit der Kössen-Formation ist S des Schafjöchls (Übergang Alperschon-Grießltal) und N und NW des Stierlahnzugochs (2596 m [KRAINER, 1986]) sehr schön anhand von nach SE auslaufenden Riffzungen zu sehen. SARNTHEIN (1962) weist darauf hin, dass der Oberrhätalkalk in tektonisch stark beanspruchten Zonen auch dolomitisiert sein kann und daher oft nur im stratigraphischen Verband (Rotkalke) zuordenbar sei. Einige der höchsten und markantesten Gipfel der Lechtaler Alpen, die Freispitze (2884 m; s. Fototafel Abb. VII), Wetterspitze (2895 m), Fallenbacherspitze (2723 m), Aplespleisspitze (2648 m) und Apferriesspitze (2588 m) werden aus Oberrhätalkalk aufgebaut.

38 Adnet-Formation (roter Kalk, Kalkmergel, Mergel; Unter-Jura)

Der Untere Jura ist in den Nördlichen Kalkalpen durch ein rasches Absinken der Sedimentationsräume in größere Tiefen und durch eine Faziesdifferenzierung in Becken- und Tiefschwellenzonen gekennzeichnet. Im Bereich der Schwellen, die sich über der ertrunkenen Plattform des Oberrhätalkalkes entwickelten („Zürser Schwelle“), kommen in den Lechtaler Alpen sehr gering mächtige (ca. 5 m), rote, teils knollige, gebankte mergelige Kalke, die Ammoniten und Belemniten enthalten, vor (s. Fototafel Abb. VIII). Die geringe Mächtigkeit, Lösungs-(Subsolutions-)erscheinungen und Hartgründe mit Mangankrusten sind ein Kennzeichen für Hungersedimentation, wie sie für die Adnet-Formation (38) typisch sind. Zeitgleich wurde in den Becken die Allgäu-Formation gebildet.

37 Hornsteinkalk, mergelig; Megabrekzie (Eisenspitze; Unter-Jura)

36 Mergel, Manganschiefer

35 Grauer Fleckenmergel, lokal Brekzie (Eisenspitze)

34 Roter Mergel („Rotfazies“, Schwellenfazies)

33 Allgäu-Formation (ungegliedert); Unter- bis Mittel-Jura

Die **Allgäu-Formation ungegliedert (33)** wird in mehrere Faziestypen unterteilt, die teilweise miteinander verzahnen können. Es handelt sich hauptsächlich um dunkelgraue Mergel und mergelige Kalke in unterschiedlicher Ausbildung. Lokal treten Brekzienhorizonte (s. Fototafel Abb. X) auf. Die Beckenfazies der Allgäu-Formation ist meist einheitlich entwickelt, im tieferen Teil nicht selten Hornstein führend (= Ältere Allgäuschichten sensu JACOBSHAGEN [1965], Signatur 37; s. Fototafel Abb. IX). Im Bereich der *Beckenfazies* liegt die Allgäu-Formation fast durchwegs auf der Kössen-Formation. Es handelt sich meist um graue, wellig gebankte mergelige Kalke und Kalke mit zentimetergroßen dunklen Hornsteinkonkretionen. Im Gebiet der Peischelspitze (2424 m) folgt über Schattwalder Schichten und ockerbraunen, siltigen Mergeln (?*Praeplanorbis*-Schichten des Hettangium) mit scharfem Kontakt die Allgäu-Formation mit fossilreichen dunkelgrauen, stark bioturbaten und teilweise pyritisierten Kalkbänken bis etwa 20 cm Dicke. Dazwischen sind wenige Zentimeter dicke, dunkle Mergellagen eingeschaltet. Die unterste Kalkbank ist ein bioturbater bioklastischer Wackestone mit reichlich eckigen Quarzkörnern in Siltkorngroße und Bioklasten, v. a. Crinoiden- und Schalenresten. Nach oben nimmt der siliziklastische Einfluss rasch ab.

Im mittleren Abschnitt der Allgäu-Formation sind lokal dünnbankige, dunkelbraun-graue Kalke, Mergel und schiefrige Tonsteine, die sogenannten **Manganschiefer (36)** entwickelt (Mittlere Allgäuschichten sensu JACOBSHAGEN [1965]). Infolge des Mangangehaltes sind diese Gesteine metallisch blauschwarz anwitternd. v. KLEBELSBERG (1935) erwähnt von der Eisenspitze bis 2 m dicke „Manganerzlager“ mit 21 % Mn- und 7 % Fe-Gehalt, die teilweise abgebaut wurden (Näheres s. Kapitel 11.2.3.). Die Manganschiefer verzahnen lokal mit der Eisenspitzbrekzie (s. unten). Sie bilden wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit im Gelände oft Bänder, Scharten oder Verflachungen, beispielsweise sehr farbwirksam auf der Patroscharte und am Gatschkopf oder S der Seeköpfe. In der Nordflanke der Oberlahmsspitze (s. Abb. 7a/b) fehlen die Manganschiefer auf der aktuellen geologischen Karte. Im oberen Teil der Allgäu-Formation treten vielfach dünngebankte, mikritische, bioturbate, mehr oder weniger hornsteinfreie mergelige Kalke mit dünnen zwischengeschalteten Mergellagen (Jüngere Allgäuschichten, s. auch JACOBSHAGEN [1965]) auf.

Die *Hangfazies* der Allgäu-Formation, die im Bereich Eisenspitze (2859 m) von ACHTNICH (1980, 1982) im Detail untersucht wurde, ist durch das Auftreten

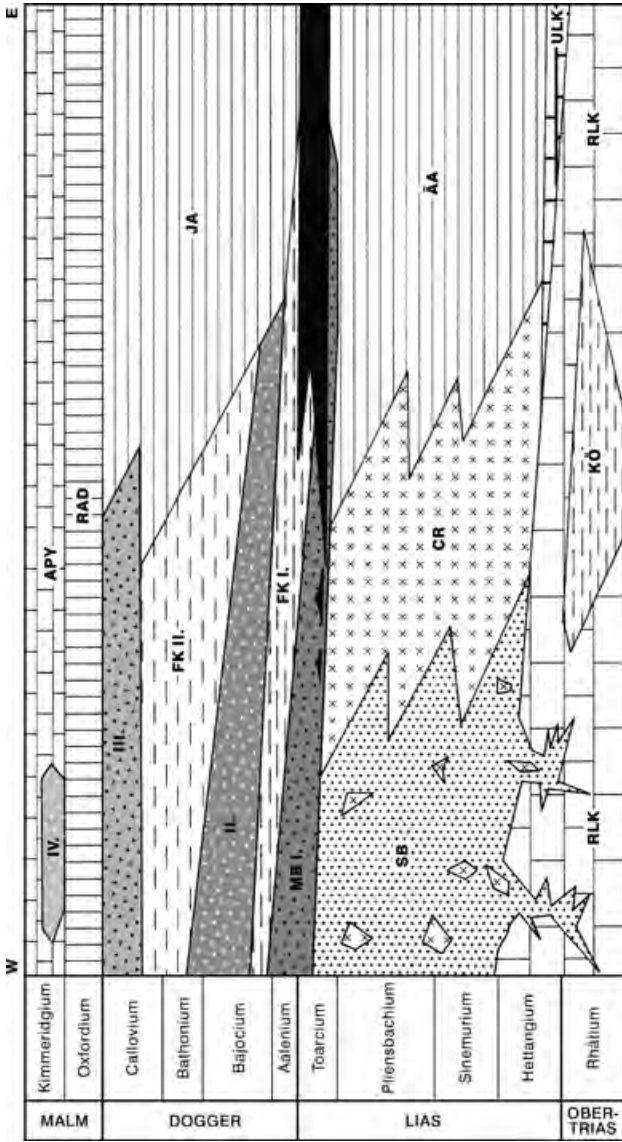


Abb. 21a. Fazieschema des Jura in den zentralen und westlichen Lechtal Alpen und stratigraphische Position der Eisenspitzbrekzien, nach ACHTNICH (1982).
 ULK = Rätoliaskalk, RLK = Rhätoliaskalk, IB (in Skizze fälschlich SB) = Internbrekzie, CR = Crinoidengraukalke, AA = Ältere Allgäuschichten, MN = Manganschiefer, JA = Jüngere Allgäuschichten, RAD = Radiolarit, APY = Aptychenschichten, FK I u. II = Feinklastische Serie, MB I = Megabrekzie, III-IV = Brekzienschüttungen.

verschiedener Typen von Brekzien (**Mega- bis Feinbrekzien, 37, 35**) charakterisiert. Die Brekzien stellen Aufarbeitungsprodukte des älteren Untergrundes aus unterjurassischen bis obertriassischen Gesteinen (Hauptdolomit, Oberrhätkalke, Rotkalke) dar. Zwischen den Brekzien treten feinklastische Sedimente auf. Die sogenannte „Eisenspitzebrekzie“ (AMPFERER, 1915), die laut ACHTNICH (1980, 1982) in Form von vier Hauptschüttungen vorliegt (s. Abb. 21a/b), verzahnt sich nach E und NE mit der Beckenfazies der Allgäu-Formation (vgl. auch

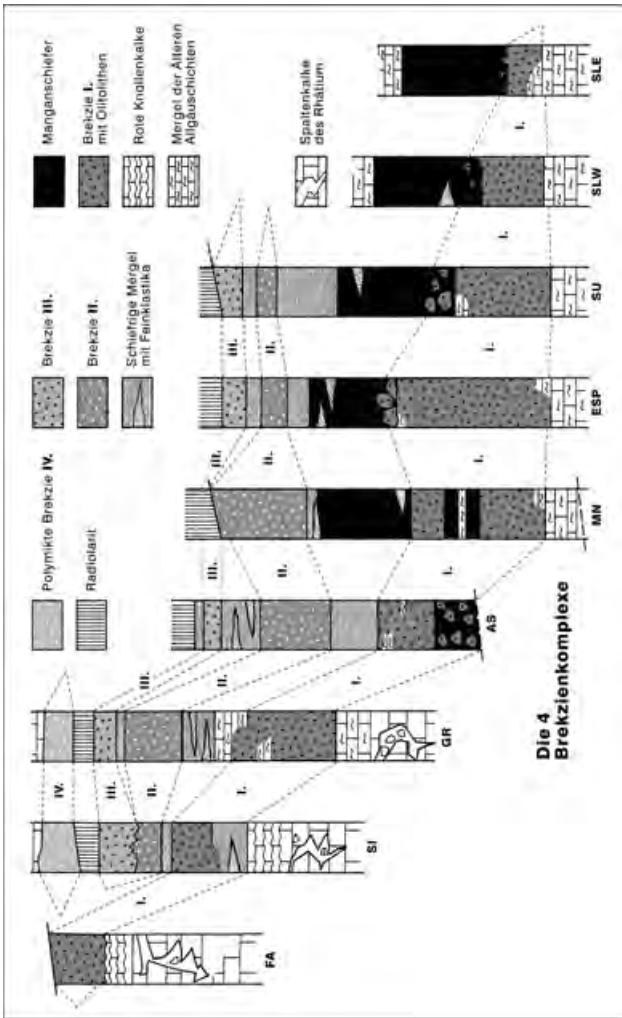


Abb. 21b. Säulenprofil-Korrelationen der Eisenwitzbrekzien, nach ACHTNICH (1982). Die Profile sind nach Lokalitäten im E-W-streichenden Eisenspitzkamm benannt, die in der AV-Karte 1 : 25 000, Blatt 3/3 Lechtaler Alpen/ Parseierspitze verzeichnet sind. (FA = Fallwand, SI = Schindeln, GR = Steinmandl-Grat, AS = Alter Stollen, MN = Mangansattel, ESP = Eisenspitze, SU = Schußbrinner, SLW und SLE = Schlaflieger. Näheres s. ACHTNICH (1982), S. 45, Abb. 1).

AMPFERER, 1915, 1920, 1930, 1943; HUCKRIEDE, 1959a,b; WESTRUP, 1970). Im Zusammenhang mit der Brekzienbildung wird an der Oberlahmsspitze (s. Kapitel 5.2.3.) auch das Eingleiten von berggroßen Schollen (jurassische Scarps) vermutet. Die Eisenspitzebrekzien sind demnach als Scarpbrekzien der jurassischen Dehnungstektonik zu verstehen, die sich in Horst-Graben-Strukturen bzw. in Schollenkippen äußerte. Nur so ist es auch erklärbar, dass Hauptdolomitklasten aufgearbeitet wurden.

Im Gebiet Fensterle – Feuerspitze tritt eine eigene Rotfaziesentwicklung der Allgäu-Formation als Ausdruck einer lokalen *Schwellenfazies* auf. Über der Adnet-Formation folgen gering mächtige (einige Zehnermeter), meist rote, teilweise auch grau gefärbte Mergel („Rotfazies“, 34), die hier offensichtlich den mittleren

und oberen Teil der Allgäu-Formation (Mittlere und Jüngere Allgäuschichten sensu JACOBSHAGEN (1965) faziell vertreten (s. Fototafel Abb. XI). Nach W verzahnen die roten Mergel mit typischen Allgäuschichten der Beckenfazies (KRAINER, 1987). Lokal jedoch sind einige Zehnermeter mächtige Fleckenmergel entwickelt (?Mittlere Allgäuschichten) die von rund 20–30 m mächtigen, rot gefärbten Mergeln mit dezimeterdicken Zwischenlagen von hellen Bänken überlagert werden (?Jüngere Allgäuschichten). Über diesen Rotsedimenten der Allgäu-Formation folgen die meist dunkelgrünen Kieselgesteine der Ruhpolding-Formation (s. unten). Zur Untergliederung der Allgäu-Formation wird überdies auf die umfangreiche Arbeit von JACOBSHAGEN (1965) verwiesen.

32 Ruhpolding-Formation (Radiolarit; Oxfordium – Kimmeridgium)

Die Allgäuschichten sowohl der Hang-, Schwellen- als auch der Beckenfazies werden schließlich vom Radiolarit der Ruhpolding-Formation überlagert. Dieses markante Schichtglied stellt die bathymetrisch tiefste jurassische Beckenentwicklung (Tiefsee) der Nördlichen Kalkalpen dar. Lithologisch handelt es sich zumeist um zentimeterdicke, plattige, durchgehende Radiolarienchertbänke bzw. um Wechselfolgen von Kieselkalen, Radiolarien führenden Mergeln und Tonen mit Chertlagen. Die Gesteine sind im unteren Teil oft dunkelgrün, im höheren Teil rot, weinrot und braunrot gefärbt. Sie sind daher namensgebend für die Feuer spitze (2852 m) oder die Rote Platte (2831 m). Die Mächtigkeiten betragen wenige Meter bis 30 m (Fensterle, s. Fototafel Abb. XI), wobei durch die intensive Verfaltung dieser tektonischen Leitgesteine die Mächtigkeiten vorgetauscht werden. Der scharfkantige Verwitterungsgrus bedingt saure Böden mit charakteristischer Vegetation (z. B. Grünerlen).

31 Ammergau-Formation („Aptychenkalk“; Kalk, Kalkmergel; Kimmeridgium – Valanginium)

Über dem Radiolarit folgt die Ammergau-Formation (Aptychenschichten), die aus zentimeter- bis dezimetergebankten, beigen und grau-grünen, in den basalen 15–30 m oft rot gefärbten, mikritischen und Radiolarien führenden Kalken besteht. Zwischen den Kalken sind meist dünne Mergel eingeschaltet (Mergelfugen). Lamellaptychen sind immer wieder zu finden, z. B. südlich der Ronigalpe im Sulzital. Vereinzelt treten Hornsteine auf. Im Bereich der Eisenspitze ist in der basalen Ammergau-Formation (Kimmeridge) noch eine Brekzie eingeschaltet, die jüngste Schüttung der mächtigen grobklastischen Eisenspitzbrekzien-Folge (s. oben; vgl. ACHTNICH [1980, 1982]). Die Ammergau-Formation baut z. T. schroffe (Tajaspitze, s. Taf. 2a) und die höchsten Gipfel der Lechtaler Alpen (Dawinkopf, Parsierspitze) auf.

30 Schrambach-Formation („Neokom-Aptychenschichten“; Mergel, Kalkmergel; Valanginium – Aptium)

Im Nordwesteck des Blattes (Sulzital) wurde von KUHLEMANN (1990, 1991) und KUHLEMANN & HENRICH (1993) der überwiegend aus teils sandigen Kalkmergeln bestehende, neokome Anteil der Aptychenschichten vom vorwiegend von Kalken dominierten Anteil (= Ammergau-Formation) abgetrennt und als Schrambach-Formation ausgeschieden. In den meisten Fällen jedoch ist im Gelände der Übergang fließend oder kaum zu unterscheiden (nicht zuletzt aufgrund der tektonischen Überprägung der Gesteine), daher wurde die Schrambach-Formation meist mit der Ammergau-Formation zusammengefasst. Der Übergang zu den lithologisch ähnlich ausgebildeten Kreideschiefern ist allmählich.

29 Kreideschiefer (Lechtaler Kreideschiefer) (dunkler Tonstein, Mergel, örtlich mit karbonatisch/siliklastischen Sandsteinbänken; Aptium – ?Cenomanium)

Die „Kreideschiefer“ (29) („Lechtaler Kreideschiefer“, „Lechtal-Formation“, „Lech-Formation“ *Auct.*) sind die jüngsten Ablagerungen der Lechtal-Decke auf Blatt Landeck. Es handelt sich um pelagische, teils turbiditische Ablagerungen eines tiefen Meeres. Sie entwickeln sich graduell aus der Ammergau-Formation (HUCKRIEDE, 1958; v. EYNATTEN, 1996) bzw. laut KUHLEMANN (1990) und KUHLEMANN & HENRICH (1993) lokal aus der Schrambach-Formation (s. oben) heraus. Am Kalkalpensüdrand zeigen sie infolge synsedimentärer Extension teilweise auch Onlap-Strukturen an ältere kalkalpine Formationen (MAY, 1998). Nach oben sind die Kreideschiefer tektonisch durch die Inntal-Decke begrenzt. Die mikritischen Kalke und Kalkmergel der Ammergau-Formation gehen durch Zunahme der Mergel und Tonsteine graduell in die monotonen, bläulich-grauschwarzen Kreideschiefer über (vgl. Taf. 2a/b). Charakteristisch sind Einschaltungen von turbiditischen, gradierten Silt- und Sandsteinen sowie Linsen von Brekzien und rinnenförmigen Konglomeraten. An den Südhängen des Mahdberges bei Madau finden sich grobe unreife Brekzien aus kubikdezimetergroßen Klusten des aufgearbeiteten Untergrundes (Aptychenkalke, Radiolarite, Allgäuschichten; s. Fototafel Abb. XII). Auch die Konglomerate, die gradierte Rinnenfüllungen abbilden, bestehen aus lokalen Komponenten (MEGGERS, 1991; ANDRULEIT, 1991). KRAINER (1988) beschreibt aus den Bereichen N der Gufelspitze (2577 m), im Kridlontobel oder auch südlich der Saxeralpe innerhalb der schwarzen Kreideschiefer Einschaltungen von 20 cm bis mehrere Meter (Saxeralpe) dicken, teils geschichteten, teils massigen, Quarz führenden und karbonatisch zementierten Kalksandsteinen. Die Schüttungen enthalten viel eckigen Quarz, etwas Feldspat und Glimmer sowie diverse karbonatische Litho- und Bioklasten (Echinodermenreste, Corallinaceenreste, etc.) einer nahen Plattform (LEISS, 1992). AMPFERER (1932) und LEISS (1988a,b; 1990) erwähnen aus den obersten, durch große Gleitblöcke und Debrite gekennzeichneten Kreideschiefern des Gramais- und des Griebßbachtals (ÖK 114 Holzgau) Plattform-Biodetritus wie Rudisten-, Bryozoen-, Orbitoliniden- und Rotalgenreste, aber auch Andesit-, Quarzporphyr-, polykristallinen Quarz- und Quarzmylonitdetritus. Die Siltsteine in den Kreideschiefern führen nach sedimentpetrographischen und schwermineralogischen Untersuchungen von v. EYNATTEN (1996) im Madautal bis 50 % gut gerundete detritische Quarzkörner, 10 % Plagioklas und 30 % Chlorit und Illit. Diese Minerale zeigen eine Herkunft von type I Graniten an. Im Schwermineralspektrum dominieren, wie in den zeitgleich weiter E abgelagerten Rossfeldschichten, Chromspinelle; sie zeigen einen klastischen Eintrag aus der im SE auf das Ostalpin obduzierten Ophiolithe der Meliata-Vardar-Zone an; Granate, Apatite, Zirkone, Rutil, Turmaline und Ca-Amphibole stammen von regionalmetamorph überprägten Sedimenten. Auffallend ist das Fehlen von Hochdruckmineralen (grüne Amphibole, Glaukophan, Chloritoid), welche wiederum für die Branderfleck- und Losensteiner Schichten typisch sind (v. EYNATTEN & GAUPP, 1999). In den nördlicheren Verbreitungsgebieten der Kreideschiefer treten auch rot-grüne Siltsteine auf (LEISS, 1992), die mit jenen in den zeitgleich auf der Allgäu-Decke und in der Cenoman-Randschuppe abgelagerten Tannheimer Schichten vergleichbar sind. An der Basis und am Top der Kreideschiefer wurden aus ihrem westlichen Verbreitungsgebiet (ÖK 143 St. Anton) von MAY (1998) olistostromartige Ablagerungen aus triassischen und jurassischen Karbonaten des Untergrundes beschrieben. Die Schollen schwanken von Meter- bis Hektometergröße. Die markante Roggspitze (2707 m) bei Zürs oder der Stanzkogel (2757 m) NW von Pettneu stellen solche Riesengleitblöcke dar. Die Gleitblöcke

und Debrite werden von MAY (1998) als Äußerungen subaquatischer, gravitativer Gleitungen an den störungsbegrenzten Rändern des Kreideschieferbeckens bzw. an der Front der vorrückenden Inntal-Decken-Überschiebung interpretiert (s. auch ORTNER, 2003a,b). Insbesondere die feinklastischen Sedimente der Kreideschiefer zeigen eine starke Überprägung durch 2 Schieferungen (MAY, 1998; MAY & EISBACHER, 1999). Die Lechtaler Kreideschiefer sind zusammenfassend als synorogene Ablagerungen zu bezeichnen, die während der beginnenden Deckenstapelung der Nördlichen Kalkalpen gebildet wurden. Altersmäßig umfassen sie einen Zeitraum von Aptium/Albium bis ?Cenomanium (AMPFERER, 1932; HUCKRIEDE, 1958; LEISS, 1992; v. EYNATTEN, 1996). In den westlichen Lechtaler Alpen sind die Kreideschiefer morphologisch weithin an ihren dunklen, schiefrigen Gesteinen und an den begrünten Hängen (z. B. im Gebiet Saxeralpe und Ansbacher Hütte) erkennbar.

7.3.3.2. Gosau-Gruppe

(s. auch Kapitel 5.2.4.)

„Gosau von Stanz“

Das Brekzienvorkommen im Dorfwald oberhalb Stanz wurde von AMPFERER (1920, 1930a, 1932) als Gosauablagerung interpretiert. Es handelt sich um eine matrixreiche, undeutlich gebankte Brekzie, die mäßig steil SSW geneigt ist. Die matrixreichen Partien sind geschiefert, in Spaltenfüllungen an der Basis ist die Matrix kalkreich und duktil verformt (s. Fototafel Abb. XIII). Die Brekzie überlagert mit erosivem Kontakt Wettersteindolomit und am Südrand auch Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten, welche allerdings auf dem Kartenblatt GÖK 144 Landeck nicht eingezeichnet sind. An der Basis besteht die meist matrixgestützte Brekzie aus schlecht sortierten, eckigen Karbonatkomponenten mit Korngrößen bis zu 20 cm, die in eine tonige, weinrote Matrix eingebettet sind. Nach oben wird die Brekzie feinkörniger, sie ist undeutlich geschichtet und teilweise korngestützt. Einzelne Gerölle sind kantengerundet bis subgerundet. Die Zusammensetzung ist polymikt, neben Kalk- und Dolomitklasten kommen auch vereinzelt Phyllit-, Quarzit- und Tonschieferklasten vor. Auffallend ist das Fehlen von aufgearbeiteten Juragesteinen im Komponentenspektrum. Diese Gesteine werden als Ablagerungen von Debriten gedeutet. Fossilien konnten bisher nicht nachgewiesen werden und daher ist das Alter dieses Brekzienvorkommens nach wie vor unklar. Aufgrund ihres ähnlichen lithologischen Aufbaus wurden die Brekzienvorkommen von Stanz der Unteren Gosau-Subgruppe zugeordnet, es könnte sich aber auch um jüngere, tertiäre Sedimente handeln (WIESER, 2004).

Die „Muttekopf-Gosau“

Die „Muttekopf-Gosau“ auf der Inntal-Decke NW von Imst (Lechtaler Alpen) bietet aufgrund ihrer hochalpinen Lage großartige Einblicke in die Sedimentabfolgen und deren Verformung im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung. Die Sedimente der „Muttekopf-Gosau“ transgredieren über dem prägosauisch verfalteten Hauptdolomit der Inntal-Decke (s. Fototafel Abb. XIV). Während und nach der Sedimentation wurde die gosauische Schichtfolge verfaultet und gleichzeitig durch NW-SE-streichende Seitenverschiebungen dextral zerschert (ORTNER, 2001, 2007). Deswegen ist die „Muttekopf-Gosau“ heute in einer kilometergroßen, N-vergenten Synklinale mit dem Hauptdolomit an den Flanken erhalten. Durch das langsame Aufkippen der Faltschenkel während der Ablagerung sind an der Basis und innerhalb der Gosauschichtfolge Winkeldiskordanzen entstanden, an denen

die Schichtdicke in Richtung der Flanken der Falten abnimmt („Wachstumsstrukturen“, growth strata, vgl. ORTNER [2001]). Diese Erscheinungen sind im steilen Südschenkel der Falte besonders ausgeprägt. Im S (auf Blatt 145 Imst) wird die Muttekopf-Gosau von der Larsenn-Scholle, bestehend aus einer Abfolge vom Alpinen Burtsandstein bis zum Hauptdolomit, geringfügig nach N überschoben. Auf Blatt Landeck ist nur das Westende der „Muttekopf-Gosau“ zwischen Kogelseespitze (2647 m) und Parzinnspitze (2613 m) abgebildet. Weiterführende Informationen zur Schichtfolge, Sedimentologie, Sequenzstratigraphie und tektonischen Deformation der Muttekopf-Gosau finden sich in ORTNER (1990, 1992, 1993b, 1994a/b, 2001, 2003a/b, 2007) sowie ORTNER & GAUPP (2007). Nachfolgend sind die einzelnen Lithologien, im Rahmen der derzeit gültigen Gliederung (Untere Gosau-Subgruppe und Obere Gosau-Subgruppe) beschrieben.

Untere Gosau-Subgruppe

Ober-Kreide (Coniacium – Santonium)

28 Konglomerat, Sandstein, Mergel (terrestrische und flachmarine Ablagerungen)

Die untere Gosau-Subgruppe ist am Kartenblatt Landeck nur sehr lückenhaft erhalten. Die ältesten Ablagerungen sind wenige Meter WNW des Gipfels der Kogelseespitze (2647 m) erhalten (s. Fototafel Abb. XIV). Dort wurden in einer Depression des prägosauischen Reliefs Dolomitfeinsande abgelagert. An der Basis sind diese Sande schwach laminiert und enthalten fallweise bis 4 cm große Hauptdolomitklasten. Darüber ist das Sediment stark verwühlt, mit senkrecht zur Schichtung stehenden zentimeterdicken Wühlgängen und Kohleschmitzen. Diese nur lokalen Flachwasserbildungen werden von Konglomeraten mit gut gerundeten und sortierten Komponenten überlagert, die mit unsortierten Brekzien wechsellagern. Das Material ist vorwiegend umgelagerter Hauptdolomit. Diese Konglomerate werden als Schüttungen von einem Strand ins Becken gedeutet. Lateral sind, ebenfalls in einer Depression des prägosauischen Reliefs, die vermutlich einer NW-streichenden Störung folgt, mehrere Zehnermeter grobklastische unsortierte Brekzien und Konglomerate mit ziegelroter pelitischer Matrix erhalten. In der aktuellen geologischen Karte sind diese Brekzien unmittelbar NNW des oberen Parzinnsees als „Basisbrekzien“ ausgeschieden, doch das Vorkommen von ähnlichen Brekzien mit roter Matrix im Liegenden von „Inoceramenmergeln“ der unteren Gosau-Subgruppe unmittelbar östlich auf den Blättern 115 Reutte und 145 Imst machte eine Reinterpretation nötig (vgl. geologische Skizzen in ORTNER [2007] und ORTNER & GAUPP [2007]).

Obere Gosau-Subgruppe

Ober-Kreide (Santonium – Maastrichtium)

27 Basisbrekzie

Mit der Basalbrekzie transgrediert die obere Gosau-Subgruppe auf den bereits gefalteten Hauptdolomit und ältere Gosau-Sedimente. Der oberste Teil des Hauptdolomits ist oft in situ zerbrochen und wird von monomikter, unsortierter Hauptdolomitsbrekzie überlagert. Die großen Komponenten sind kantig, während die kleineren oft gut gerundet sind. Die Brekzien wurden durch Debrite abgelagert, die ältere Gosau-Ablagerungen aufarbeiten. Die Basalbrekzien ebnen das präexistierende Relief ein (s. Fototafel Abb. XIV).

Die klastischen Tiefwassersedimentabfolgen der oberen Gosau-Subgruppe werden nach ORTNER (1990, 1994 a, b) zu einer Faziesvergesellschaftung zusammengefasst. Von distal nach proximal sind dies: dünngebankte Turbiditfazies (entspricht Legendensymbol 26), dickgebankte Turbiditfazies (entspricht 23 und 24), Konglomeratfazies (entspricht 25), Megabrekzienfazies (nicht in diesem Kartenblatt). Die Ablagerungen sind in Oben-fein-Sequenzen organisiert, von denen drei übereinanderfolgen. Am Kartenblatt Landeck sind die zwei unteren Sequenzen im Profil Kogelseespitze – Gufelseejoch vertreten. Die Basalbrekzien und dünngebankten Turbidite bilden die erste Oben-fein-Sequenz, während die Konglomerate (25) die Basis der zweiten Sequenz bilden.

26 Turbidite, dünnbankig (Wechselagerung von Sandstein und schwarzem Mergel)

Eine Wechselfolge aus schwarzen, kalkfreien Dolomitmergeln mit zentimeterdicken Sandsteinbänken überlagert die Basalbrekzie im Profil vom Gipfel der Kogelseespitze zum Gufelseejoch. Die Sandsteinbänke zeigen unvollständige Bouma-Abfolgen mit Rippelschichtung (Tc) und gradiertem Intervall (Td). Die Mergel können horizontale Lamination zeigen. An den Bankunterseiten der Sandsteine wurden parkettierende Weidespuren gefunden (GRÖGER et al., 1997), die als typische Flysch-Spurenfossilien gelten. In die Wechselfolge aus Mergeln und Sandsteinen sind selten meterdicke Brekzien eingeschaltet. Die Dolomitmergel werden als Hintergrundsediment interpretiert, es kam nur mehr allerfeinster detritischer Dolomit zum Absatz, der nur langsam aus der Wassersäule absinken konnte. Die Hintergrundsedimentation wurde episodisch von distalen Turbiditen unterbrochen.

25 Konglomerat

Vom ersten Grathöcker südlich der Kogelseespitze zieht sich eine markante weiß verwitternde Leiste beiderseits des Rückens in Richtung Tal. Dieser Rücken wird von Konglomeraten mit bimodaler Korngrößenverteilung aufgebaut, wobei es sich um Grobsande bis Feinkonglomerate handelt, in die dezimetergroße Gerölle eingestreut sind. Die größeren Komponenten sind meist nur kantengerundet. Die Konglomerate sind intern metergebankt und dezimetergeschichtet, wobei die Schichtung durch normale und inverse Gradierung definiert ist. Lateral können die geschichteten Bänke in ungeschichtete Bereiche übergehen. Die Ablagerung erfolgte durch hochkonzentrierte Turbidite; die ungeschichteten Bereiche sind später durch Rutschprozesse oder Verflüssigung des Sediments entschichtet worden (s. ORTNER, 2007).

24 Sandstein, wechsellagernd mit Konglomerat

Die Konglomerate werden von einer Wechselfolge von 0,5 m dicken Sandsteinen und Konglomeraten abgelöst. Es können sowohl matrixgestützte als auch korngestützte Konglomerate auftreten, wobei Letztere an der Basis normale Gradierung aufweisen. Am Top gehen die Konglomerate durch normale Gradierung in Sandsteine über. Die Gradierung bildet das Ta-Intervall einer Bouma-Sequenz, die in den Sandsteinen lokal auch vollständig entwickelt ist. Alternativ ist nur ein gradiertes Intervall ausgebildet oder die Sandsteine sind strukturlos. Die Konglomerate wurden durch Debrite abgelagert, denen ein hochkonzentrierter Turbidit folgte.

23 Turbidite, dickbankig (Wechsellagerung von Konglomerat, Sandstein und hellgrauem Mergel)

Im stratigraphisch Hangenden treten zu den Sandsteinen und Konglomeraten von 24 hellgrau bis gelb verwitternde Kalkmergel hinzu. Die Konglomerate und Sandsteine sind gleichartig ausgebildet, wie oben beschrieben. Die Mergel sind z. T. bis zu 12 m dick und enthalten dezimeterdicke Sandsteine mit Bouma-Abfolgen. Gelegentlich sind die Mergel verrutscht, was an eingerollten Sandsteinbänken zu erkennen ist. Es treten Spurenfossilien von wühlenden Organismen auf (*Chondrites*). Die Konglomerat-Sandstein-Mergel-Abfolgen sind in deutlichen, den großen Oben-fein-Sequenzen untergeordneten Oben-fein-Sequenzen organisiert. Diese Sequenzen sind die Zeugen von Sedimentationsereignissen mit sukzessiv nachlassender Intensität, eventuell durch Kollapsereignisse an einem submarinen Hang bedingt.

7.4. Quartär

Das Quartär im Allgemeinen und die quartäre Landschaftsgeschichte des Raumes Landeck werden in den Kapiteln 6.4., 6.4.1., 6.4.2. und 6.4.3. ausführlich beschrieben.

22 Moräne undifferenziert (Würm – Holozän)

Zur Moräne undifferenziert sind glaziale Ablagerungen des Hochstandes der Hauptwürmvereisung, des Eiszerfalles im frühen Spätglazial, der Vorstoßphasen (Stadiale) im Spätglazial und Holozän, inklusive der rezenten Gletscherschwankungen zusammengefasst: Das sind Grund- und Obermoränen-, Seiten- und Endmoränenmaterial sowie lokal im Bereich der Seitentäler und Kare eingelagerte fluvioglaziale (subglaziale) Schotter, Kiese, Sande und Schluffe. Meist liegt Grundmoräne vor, welche an der Gletscherbasis gebildet wurde. Dabei handelt es sich um einen ungeschichteten (= massiven) Diamikt. Dies ist 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 die ehemalige 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. Die Lithologie des vom Gletscher erodierten Felsuntergrundes prägte sowohl die Lithologie der Geschiebe als auch die Matrix-Farbe der Grundmoräne: So finden sich über dem Landecker Quarzphyllit, den Allgäuschichten und Lechtaler Kreideschiefern grau-grünliche, über dem Alpenen Buntsandstein rötliche, über den hellen Kalken und Dolomiten der Trias hellgrauweiße Grundmoränen. In den Gebieten des Silvretta-Kristallins und des Penninikums sind die Grundmoränen meist hell- bis mittelgrau. Die Geschiebefracht spiegelt die Gesteinsvielfalt im Einzugsgebiet des jeweiligen Gletschers wider, wobei Leitgeschiebe besonders wichtig für die Rekonstruktion der ehemaligen Gletscherfließrichtungen sind. Naturgemäß sind im Geschiebespektrum vor allem die widerstandsfähigsten Gesteine wie Gneise, Amphibolite, Metabasalte, Serpentine, Marmore und verschiedene Quarzgesteine aus dem Einzugsgebiet des Inn- und Paznauntales und von der Südseite des Stanzertales sowie Kalke, Dolomite, Brekzien, Konglomerate und Sandsteine und kieselige Gesteine mit Herkunftsgebiet Nördliche

Kalkalpen vertreten. Schiefriige, phyllitische, mergelige und feinklastische Gesteine überstanden den Gletschertransport nur kurz und sind folglich hauptsächlich zur schluffigen Feinkornfraktion zerkleinert worden. Die Karbonate zeigen meist eine stärkere Kritzung als die kristallinen Gesteine. Die Grundmoränen des äußeren Stanzertales weisen einen besonders hohen Karbonatanteil auf, der sich mit dem hohen Sedimenteintrag vom Lechtaler Hauptkamm im Vorfeld und am Rand des Gletschers erklären lässt. In den Lechtaler Alpen sind vereinzelt Grundmoränen (z. B. im Madautal) aufgeschlossen, die ausschließlich aus lokalem Material zusammengesetzt sind. In diesem Fall sind – bei Fehlen von zugehörigen Moränenwällen – spätglaziale Grundmoränen von den hochglazialen, welche sonst üblicherweise eine Mischung verschiedenster Geschiebelithologien beinhalten, nicht unterscheidbar.

Die glazial überprägte Mittelgebirgsterrasse von Grins und Stanz ist nur spärlich von glazialen Sedimenten bedeckt. Am Nordrand der Terrasse und an geschützten Stellen (Tälchen, Lee von Rundhöckern [AMPFERER, 1915, 1929]) kommt vielerorts sehr verschieden mächtige Grundmoräne vor, die über weite Bereiche von Hangschutt überdeckt ist, wie man in den Gräben erkennen kann. Zwischen Grienbachl und Loch wird der Landecker Quarzphyllit häufig von würmzeitlicher Grundmoräne überlagert. Im südlichen Teil der Terrasse überlagern hauptsächlich Kiese die zumindest stellenweise vorhandene Grundmoräne. So ist in der Kiesgrube (bei 888 m SH) an der Straße nach Grins eine Grundmoräne, bestehend aus kalkalpinem Material, unter Terrassensedimenten aufgeschlossen (WINKLEHNER, 1996). Nördlich von Tasseier sind Lokalmoränen aus ausschließlich kalkalpinem Material von Gletschervorstößen aus den steilen Karen und Tälchen der Bergumrahmung zwischen Stertekopf (2765 m) und Rauhem Kopf (2811 m) erhalten. Oberhalb der Grinser Bitterquelle ist auf der Ostseite eine mächtige Grundmoräne angerissen, in der sich die charakteristische Erosionsform der Erdpyramiden (kegel-säulenförmig) entwickelt hat. AMPFERER (1915) beschreibt von diesem Aufschluss eine dreimalige Wechsellagerung von fluviatilen Kiesen und Grundmoräne, die er mit Gletscheroszillationen unklaren Alters in Verbindung bringt. Nach WINKLEHNER (1996) bilden fluviatile Kiese die Basis der Abfolge und werden von mächtiger Grundmoräne überlagert.

Im Dawingraben ist bis 1590 m SH in mächtigen Feilenanbrüchen Grundmoräne des Stanzertal-Gletschers aufgeschlossen. Die Moräne enthält zahlreiche gekritzte Geschiebe und Kristallingeschiebe aus der Verwallgruppe. Die Grundmoräne wird von grobkörnigem Blockschutt aus kalkalpinem Material überlagert.

21 Moränenwall (End- bzw. Seitenmoräne; Spätglazial – Holozän)

Das vom Gletscher transportierte und an der Stirn (Endmoräne) bzw. an den Seiten des Gletschers (Seitenmoräne) abgelagerte, teilweise blockige, lockere Moränenmaterial liegt als langgezogene und gebogene, mehr oder weniger markante Wälle vor. Diese zeichnen jeweils die Ausdehnung von (Lokal-)Gletschern während eines längeren stationären Haltes nach. Die auf Blatt Landeck dargestellten Wälle markieren und umfassen verschiedene Gletscherstände bzw. -vorstöße (-ausdehnungen) vom frühen Spätglazial (Gschnitzstadium) bis heute (1850er Stand). Mit dem beginnenden Abschmelzen und Zurückweichen der Gletscherzunge waren die meisten Moränenwälle unmittelbar vielfältigen Abtragungsprozessen ausgesetzt (u. a. Erosion durch Gerinne, flächenhafte Abspülung). Weiters konnten sich auch noch unter Permafrostbedingungen Blockgletscher (s. Abb. 22) aus diesen Lockersedimentkörpern entwickeln. Daher liegen oftmals nur mehr Erosionsrelikte von Seiten- bzw. Endmoränen vor.

In den Lechtaler Alpen sind an mehreren Stellen noch gut erhaltene Moränenwälle von größeren Lokalvergletscherungen des Spätglazials oder frühen Holozäns erhalten, beispielsweise im hinteren Sulzltal, auf der Südseite der Vorderseespitze oder nördlich der Samspitze. In nächster Nähe der Dawinalpe sind mehrere gestaffelte Endmoränenwälle einer Lokalvergletscherung an der Südseite der Eisspitze und des Dawinkopfes (Lange Pleis) ausgebildet.

In der Verwall- und Samnaungruppe finden sich ebenso in fast allen höher gelegenen Karen und Seitentälern Moränenwälle von verschiedenen spätglazialen und frühholozänen Gletscherständen. Sie sind meist gut bewachsen. Wenige frische Moränenwälle mit spärlichem Bewuchs in den höchst gelegenen Arealen von Blatt Landeck, zumeist im Vorfeld heute noch existierender Gletscherreste, wie etwa am Nordabfall der Vesulspitze, am Hohen Riffler (Flirscher Ferner) oder im Umfeld der Parseier- und Leiterspitze, dokumentieren den Höhepunkt der „Kleinen Eiszeit“ (14.–19. Jh.) um 1850.

20 Moränenstreu

19 Moränenstreu vermischt mit Hangschutt

Die **Moränenstreu (20)** bezeichnet Bereiche, in denen (Grund-)Moränenmaterial lückenhaft über Festgestein verteilt ist. Mehrere Vorkommen finden sich in den Nördlichen Kalkalpen im Umkreis der Leiterspitze, im hintersten Zammer Loch, bei der Memminger Hütte und im Alperschontal.

Moränenstreu vermischt mit Hangschutt (19) kennzeichnet Bereiche, in denen die Hangschuttbedeckung kleinräumig mit Resten von (Grund-)Moräne bzw. umgelagertem Moränenmaterial wechselt, sodass diese Sedimente im Gelände nur schwer und unvollständig voneinander abgrenzbar sind. Weiters wurden kleine und kleinste (Grund-)Moränenareale, die im aktuellen Maßstab 1 : 50 000 nicht darstellbar sind, mit dem umgebenden Hangschutt unter dem Symbol (19) zusammengefasst. Gebiete, in denen dies der Fall ist, sind beispielsweise die Nordflanke des Hohen Riffler Massivs, die südseitigen Hänge des Paznaun- und Urgtales.

18 Staukörper am Eisrand (Kies, Sand, Schlufflagen; Spätglazial)

Mit Beginn des Würm-Spätglazials stieg die Schneegrenze an und weite Bereiche des Inngletschers wurden nicht mehr ausreichend genährt, stagnierten und sanken im Laufe der Zeit in sich zusammen. In weiterer Folge bildeten sich räumlich getrennte Eiskörper, sogenanntes Toteis (s. Kapitel 6.). Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial (z. B. Moräne) sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der kollabierenden Toteiskörper als Staukörper am Eisrand abgelagert. Die Ablagerung erfolgte meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden und einsinkenden Eises, besonders dort, wo sich Eiskörper aufgrund ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten. Bei diesen Eisrandsedimenten handelt es sich einerseits um fluvioglaziale Ablagerungen und andererseits um glaziolakustrine Bildungen. Die höchstgelegenen Vorkommen derartiger Ablagerungen kartierte der Kartenblattbearbeiter F.H. UČIČ im Unterengadiner Fenster im Gebiet westlich von Serfaus nahe der Komperdellalm bis in ~2000 m SH. Weitere Vorkommen wurden im Stanzertal westlich von Landeck in ~1000 m SH aufgenommen. Hier im Gebiet um Grins, zwischen Quadratsch und Bruggen, traten über hellen phyllitischen Granatglimmerschiefern (z. T. auch über Grundmoräne [WINKLEHNER, 1996]) bis zu 60 m mächtige Eisrandsedimente auf. Nach Abschluss der Geländearbeiten im Jahre 1993 wurden die letztgenannten Vorkommen im Zuge der Neutrassierung der S 16 östlich von Flirsch bis zum Westportal des Perjuntunnels großteils abgebaut und wirtschaftlich verwertet.

Die bei Grins verbreiteten Eisrandsedimente bestehen aus schräggeschichteten, gradierten und Setzungsbrüche aufweisenden, teilweise gut sortierten Sanden und Kiesen. Weiters liegen dort Kiese und Schotter vor, die mit Wildbach- und Murenablagerungen von den Talflanken verzahnen. In zwei weiteren W von Bruggen gelegenen Aufschlüssen (Sand- und Kiesgruben für den lokalen Bedarf) kann die Lithologie der Eisrandsedimente im Detail betrachtet werden.

17 Blockgletscher(-ablagerung), z. T. mit Wallform (Spätglazial – Holozän)

Als Blockgletscher bezeichnet man gefrorene Schuttmassen bzw. Schutt-Eis-Gemische, die sich infolge plastischer Deformation ihres Eises, der Schwerkraft folgend langsam hang- bzw. talabwärts bewegen (BARSCH in LIEB, 1996). Blockgletscher sind ein Phänomen des diskontinuierlichen Permafrostes. Sie bedingen eine Eisübersättigung eines Lockersedimentkörpers (meist Schutthalden). Das heißt, das Eis weist in Form von Eislinsen wie auch Zwickeleis (in den Hohlräumen) ein höheres Volumen als der Porenraum des Ausgangsmaterials (Hangschutt, Seiten- bzw. Endmoränen) auf.

Die im Zuge der Geländeaufnahmen in den späten achtziger und frühen neunziger Jahren auf Blatt Landeck kartierten intakten Blockgletscher (im Sinne von LIEB [1996]) befinden sich alle im Bereich des Hauptkamms der Samnaungruppe zwischen dem Furgler im E und der Vesulspitze im W, sind nordexponiert und liegen oberhalb von etwa 2500 m über NN. Alle Blockgletscher entwickelten sich aus Schutthalden sowie aus Moränenwällen und weisen eine lappen- bis zungenförmige Geometrie auf. Generell wird die Bildung der Blockgletscher durch grobblockig zerfallende Lithologien (beispielsweise Orthogneise, grobkörnige Amphibo-

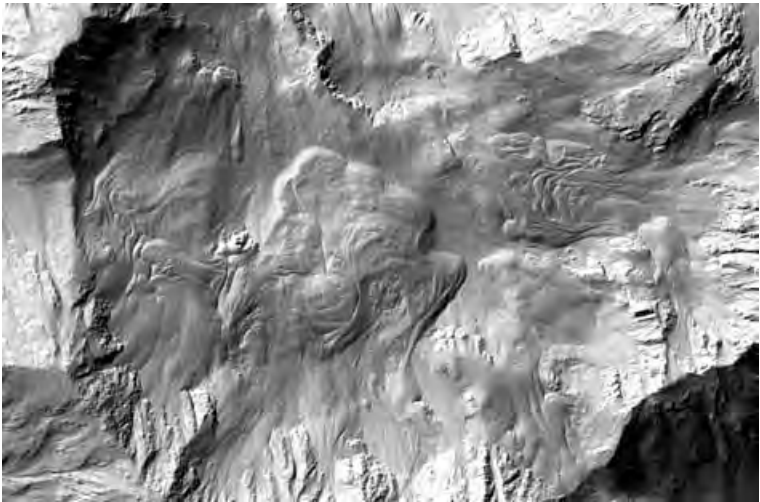


Abb. 22.

Blockgletscherablagerungen und noch aktive Blockgletscher im obersten, glazial überprägten Vesultal (Vesulspitze, Paznauntal, Samnaungruppe).

Laserscanbild, bearbeitet von DI Maria Attwenger, Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Geoinformation, Projektleiterin Laserscanning.

© Land Tirol, Details: <http://www.tirol.gv.at/organisation/verwaltungsentwicklung/informationsweiterverwendung/entgelte/>.

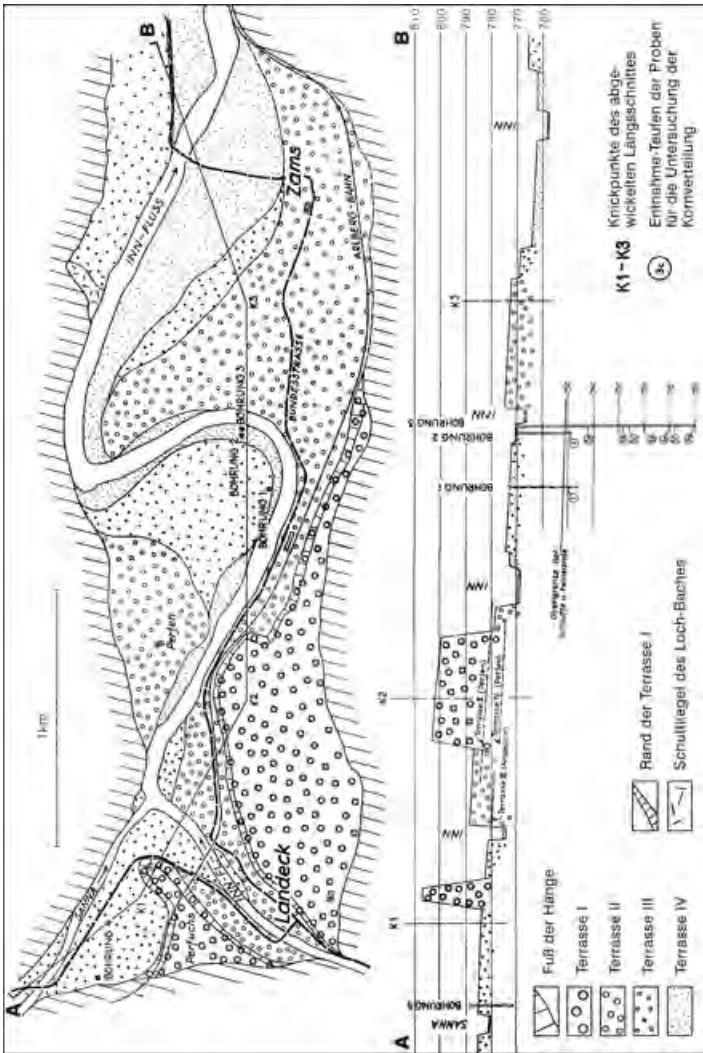


Abb. 23. Quartärgeologisches Kärtchen des Landecker Beckens mit Bohrpunkten und Profilschnitt. Aus FUCHS (1967).

lite und Paragneise) gefördert. Analoge Situationen werden in der Verwallgruppe im Bereich des Hohen-Riffler-Massivs angenommen.

Relikte ehemaliger aktiver Blockgletscher (Blockgletscherablagerungen) sind auf Blatt Landeck weit verbreitet (vgl. FRAEDRICH, 1979; DORNBUSCH, 1993). Dabei handelt es sich um Lockersedimentkörper mit einer durch grobe Blöcke charakterisierten Oberfläche, die ähnlich einem Lavastrom Fließstrukturen (als Wälle dargestellt) aufweisen. Ausgehend von Schutthalden und End- bzw. Seitenmoränenarealen lassen sich diese Sedimentkörper hangabwärts verfolgen, wo sie sich von ihrer Umgebung zum Teil mit eindrucksvollen, bis zehnermeterhohen Rampen abheben. Das Material wurde durch einen Blockgletscher unter Permafrost-

bedingungen transportiert. In der Folge schmolz dessen Poreneis aufgrund der sukzessiven Klimaerwärmung während des Spätglazials bzw. während des Holozäns und dem damit verbundenen Höherwandern der Permafrostgrenze aus. Der resultierende Sedimentkörper zeichnet noch heute mit seinen Wallformen die ehemalige Fließbewegung nach. Basierend auf der Auswertung von Luftbildern und Orthofotos konnten die bedeutendsten Blockgletscherablagerungen der aktuellen Karte erfasst werden. Abbildung 22 zeigt anhand der Laserscanbilder des Landes Tirol (TIRIS) ein ausgewähltes Beispiel von Blockgletscherablagerungen und noch aktiven Blockgletschern im obersten Vesultal.

16 Terrassensediment bei Landeck und im Paznauntal (Kies, Sand, Schluff; ?Spätglazial – Holozän)

Im Bereich von Landeck und bei See im Paznauntal wurden holozäne, terrasierte fluviatile und lakustrine Lockergesteine kartiert.

Die kleine Talweitung von See im Paznauntal stellt ein ehemaliges Seebecken dar, das durch den Talzusubstanz der Massenbewegung von Glittstein (orographisch links) und den von S vorgebauten Murenkegel des Schallerbaches (orographisch rechts) aufgestaut worden ist (MEUSBURGER, 1975). Der See wurde immer wieder mit lakustrinen und fluviatilen Sedimenten verfüllt. Die verschiedenen Seespiegelstände sind durch 3 Terrassenniveaus und entsprechende Sedimente dokumentiert. Auf dem höchsten Niveau liegt die Kirche (1056 m). WINKLEHNER (1996) klassifizierte mittels einer Handbohrung und in Bauaufschlüssen die Seesedimente als Kiese, Sande und Schluffe.

Der Talboden im Bereich des Zusammenflusses von Sanna und Inn im Stadtgebiet von Landeck bzw. entlang des mäandrierenden Inn zwischen Landeck und Perjen wird, bezogen auf das heutige Innniveau, durch vier verschiedene (vermutlich) holozäne Terrassen bestimmt. Die aus sandigen Kiesen aufgebauten Terrassenablagerungen, deren exaktes Alter ungeklärt ist, wurden von FUCHS (1967) im Zuge eines Programms zur Verbesserung der Trinkwasserversorgung von Landeck untersucht (s. Abb. 23, s. auch Kapitel 7.1., Diverse Zeichen „Bohrung“).

15 Zerrspalte, antithetischer Bruch

14 Abrisskante einer Massenbewegung

13 Tiefgründig aufgelockerter und bewegter Fels (z. T. im Verband, z. T. in Schollen und Blockwerk aufgelöst, örtlich schuttbedeckt)

12 Rutschmasse (überwiegend oberflächennah), Fließschutt

Diese Phänomene betreffen den Themenkomplex der gravitativen Massenbewegung. Unter **Zerrspalten** 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, tektonisch angelegten Schwächezonen wie Klüften, Schichtungs- und Schieferungsflächen. Sie zeigen daher oft einen gewundenen bis zickzackförmigen Verlauf. Antithetische, steil in den Hang fallende Bewegungsflächen kennzeichnen zumeist tiefgreifende Kippungen („Toppling“, s. Abb. 24 – Bergzerreißung Thialkopf).

Abrisskanten umgrenzen Nischen des vertikalen Massenabtrages und dokumentieren das im Verhältnis zu den eingangs genannten Bewegungsfugen fortgeschrittene Materialversagen. Im Festgestein schließt unter der Abrisskante der tiefgreifend bewegte und stark **aufgelockerte Fels** an, der z. T. im Verband (Sackung), z. T. in Schollen und Blockwerk aufgelöst vorliegt und in den meisten Fällen auch räumlich abgegrenzt werden kann. Dieser Massenbewegungstyp

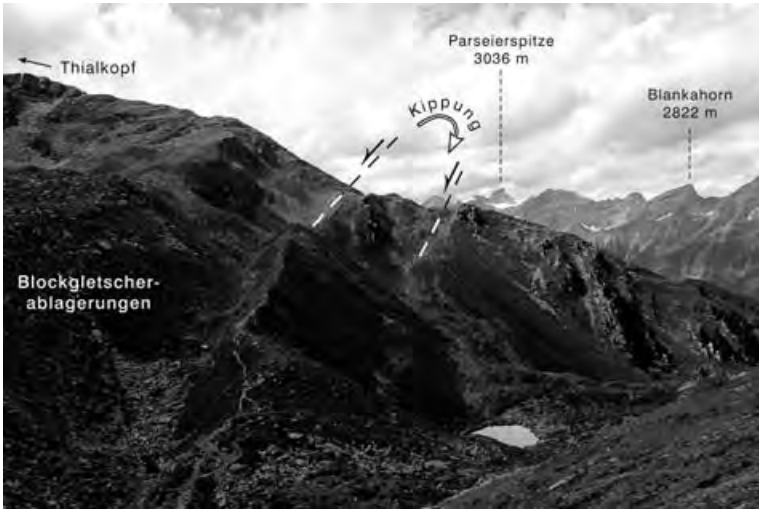


Abb. 24. Bergzerreiungen am Thialkopf mit antithetischen Zerrgrabenbildungen durch groraumige Kippung (Toppling). Man beachte die Zerlegung der Blockgletscherablagerungen im Vordergrund.

Foto: H. KIRSCHNER.

kennzeichnet jene Hangbereiche, die bis in einige Zehnermeter Tiefe einer langsamen, kriechenden Verformung ausgesetzt waren und zum Teil noch sind. Bei den tiefgreifenden Massenbewegungen ist generell davon auszugehen, dass die durch glaziale Erosion übersteilten Hänge mit dem Schwinden des stützenden Eiskrpers instabil wurden. Somit ist der Beginn der Massenbewegungen an den Talflanken von Stanzer-, Paznaun- und Inntal in die Eiszerfallphase zu setzen.

In Lockergesteinen folgen unterhalb der muschelförmigen Abrisskanten als geologische Körper eigens ausgewiesene **Rutschmassen**. Typischerweise handelt es sich um vergleichsweise kleinräumige Massenbewegungen mit begrenztem Tiefgang, die häufig im Stirnbereich einen morphologisch hervortretenden Stauchwulst aufweisen. Derartige Rutschmassen treten auch innerhalb der stark aufgelockerten Felsbereiche als sekundäre Massenbewegungen auf (z. B. westlich des Thialbachs, im Zintlwald und nördlich des Lattenbachs).

11 Bergsturzblockwerk, Grobblockwerk

Die gekennzeichneten Areale befinden sich unter steilen Felswänden mit ausgepragten Abrisskanten, wo sich Felsstürze ereigneten bzw. ereignen. Alle erfassten Bereiche zeigen markante aus Grobblockwerk bestehende Körper, wie beispielsweise nördlich der Mittagsspitze, südlich des Zintlkopfs, südöstlich des Thialbachs und südlich von See im Paznauntal. An letztgenannter Lokalität ereignete sich am 17. März 1992 (pers. Mitt. H. MAYNOLLO, See i. Paznauntal) ein Felssturz, der ein neu errichtetes Wohnhaus zerstörte. Unmittelbar daneben stehende alte Gebäude waren im Schutz zehnerkubikmetergroer Sturzblcke erbaut worden. Um eine Sanierung all dieser Bauflächen vorzunehmen, errichtete die Wildbach- und Lawinerverbauung einen rund 180 m langen und bis 10 m hohen Steindamm (s. Abb. 25). Bei Redaktionsschluss (April 2010) waren gerade Arbeiten zu neuen Steinschlagschutznetzen im Hang über der Kirche im Gange.



Abb. 25. Felssturzgefährdete Wand über See i. Paznauntal und Schutzbauten (Damm, Steinschlagnetze).
Foto: A. GRUBER (2010).

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 Schurkraft des weiter talwärts abgefahrenen Lockergesteins entstanden sind. In den Wildbachgräben lagern weitere enorme Mengen von unverfestigten Material (Seiten- bzw. Endmoränen, Lockergesteine im Bereich von Massenbewegungen). Dies ist am aktuellen Kartenblatt beispielsweise im Bereich des Lattenbachs und der aktiven Murgangrinne der „Langen Pleis“ der Fall.

9 Hangschutt; Schuttkegel

Hangschutt besteht aus eckigen Gesteinsbruchstücken unterschiedlicher Größe und tritt zumeist unterhalb von Steilwänden und Steilstufen auf, wo dieser eine rein gravitative Ablagerung darstellt. Die Materialbereitstellung für Hangschutt und Schuttkegel erfolgte und erfolgt noch immer weitgehend durch Frostsprengung. Diese wirkt in erster Linie entlang der wasserwegigen Trennflächen (Schichtung, Klüftung und Schieferung). Die Korngrößenzusammensetzung hängt weitgehend von der Lithologie und der Klüftung des Ausgangsmaterials ab. In den kalkalpinen Abschnitten, insbesondere in den Dolomit- und Kalkkarealen und im Bereich der Metasedimente des Unterengadiner Fensters ist meist ein Gemisch unterschiedlicher Korngrößen von Schluff bis Kies, eventuell auch von Steinen zu finden. In der Silvretta-Decke bilden massige, weitständig geklüftete Gesteine (Paragneise, Orthogneise und grobkörnige Amphibolite) recht grobkörnigen Schutt (Steine und Blöcke).

Am Fuß von Felsrinnen, die große Felswände strukturieren, kommt es zur Entwicklung von Schuttkegeln. In der geologischen Karte konnten diese durch die linienhafte Aneinanderreihung der Schuttpunkte dargestellt werden. Die Hang-

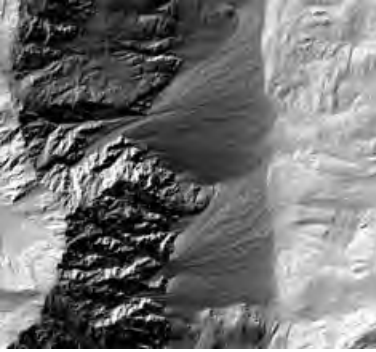


Abb. 26.

Das Laserscanbild zeigt klassische Schuttkegel im Bereich des mittleren Visnitztales (Paznauntal, Samnaungruppe). Sie werden aus steilen und tiefen Steinschlagrinnen der Schrofen zwischen Hühnerbergkopf und Riererkopf genährt. An ihrer Oberfläche sind sie von zahlreichen Murgangrinnen und Murzungen überprägt. Laserscanbild, bearbeitet von DI Maria Attwenger, Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Geoinformation, Projektleiterin Laserscanning.

© Land Tirol, Details: <http://www.tirol.gv.at/organisation/verwaltungsentwicklung/informationsweiterverwendung/entgelte/>.

schuttkegel zeichnen sich durch ihre namensgebende Form und die Zunahme der Komponentengröße in Richtung des Hangfußes aus. Im Bereich des aktuellen Kartenblattes sind am häufigsten jene Schuttkegel anzutreffen, an denen mehrere Ablagerungsprozesse beteiligt waren. Sie wurden und werden teils durch Steinschlag, teils infolge episodischer Starkregenfälle und teils durch Lawinentransport mit Material versorgt. Instruktive Beispiele für klassische Schuttkegel lassen sich an der westlichen Talflanke des mittleren Visnitztales bewundern, die aus steilen und tiefen Steinschlagrinnen der Schrofen zwischen Hühnerbergkopf und Riererkopf genährt werden und an der Oberfläche von zahlreichen Murgangrinnen und Murzungen überprägt sind (s. Abb. 26).

8 Sinterkalk

An einigen Stellen haben sich bei Grundwasseraustritten (Quellen) oder kleinsten Wasserfällen (durch CO_2 -Verlust) Sinterkalk gebildet. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um zellig-poröse, meist gelbliche Kalkausscheidungen, die in plattigen dünnen Lagen auftreten. Sinterkalkbildungen wurden am aktuellen Kartenblatt lediglich im Bereich der Silvretta-Decke und im Unterengadiner Fenster aufgenommen. Das Einzugsgebiet der karbonathaltigen Wässer, die im Areal der Silvretta-Decke bei Kellerle sowie auf der Flathalpe Sinterkalk bilden, erfasst den Bereich der Zone von Puschlin mit triassischen Karbonatgesteinsschollen, die vom Urgtal über den Thialkopf ziehen. Im Unterengadiner Fenster wird das Bildungsmilieu der Sinterkalk von den Karbonatgesteinen der näheren Umgebung der Quellaustritte bestimmt. Auf der Masner Alm sind sie als lokale Besonderheit durch eisenhaltiges Quellwasser rot gefärbt (s. Kapitel 7.1. Mineralisierte Quelle).

7 Vernässung

Bedeutende Moorvorkommen im geologischen Sinn (= Torflagerstätte mit oberflächennahen mächtigen Torfschichten, wobei Torf als organisches Sediment mit mindestens 30 % organischer Substanz definiert wird) treten auf dem Kartenblatt GÖK 144 Landeck selten auf. Vorwiegend Feuchtgebiete in Form von dauerhaften Vernässungen konnten kartiert werden. In den Lechtaler Alpen findet sich eine große Vernässungszone N unterhalb der Memminger Hütte (Verlandung eines Sees). Größere Vernässungszonen im Bereich der Silvretta-Decke sind selten, kleinere treten auf den Hochalmen, beispielsweise auf der Fließalpe Stieralpe oder W der Flathalpe auf. Sie überlagern stauende Moränen oder stellen Verlandungsbereiche im Rückstau großer Massenbewegungen dar. Im Bereich der Bündner Schieferareale des Unterengadiner Fensters sind das Leder-

moos im obersten Böderbachtal und das Moos auf der Komperdellalpe W des Kölner Hauses im obersten Lausbachtal erwähnenswert. Letztgenanntes wurde beim Bau eines Wasserspeichers zur Versorgung der Beschneigungsanlage 1992 teilweise ausgehoben. Die rezente Vegetation an der Oberfläche des ehemaligen Moores und dessen Umgebung wurde und wird von Riedgrasgesellschaften geprägt. Von den abwechselnd torfigen (Braunmoorstorf und Wollgrastorf) und schluffig-sandigen Sedimenten des Moores wurde an der Stichwand des Ausbaus ein vollständiges Profil von 510 cm Länge entnommen und detailliert beschrieben. Durch pollenanalytische Untersuchungen dieses Profils und mehrere Radiokarbondatierungen konnte die Vegetationsentwicklung der Region vom Beginn der Torfablagerung bis heute rekonstruiert werden (WAHLMÜLLER, 2001). Die Bildung des Moores setzte nach einem ^{14}C -Datum um 8450 BP (before present) im Boreal ein. Die in die Torflagen eingebetteten Baumstämme wurden holz-anatomisch bestimmt und dendrochronologisch untersucht (NICOLUSSI, 2002). Es handelt sich vorwiegend um Fichtenstämme aus dem frühen und mittleren Holozän. Diese belegen, dass der Bereich der Komperdellalpe zu dieser Zeit noch bewaldet war. Einlagerungen anorganischer Sedimente in den Torfen konnten mit den holozänen Klimaverschlechterungen in Verbindung gebracht werden. Ab der frühen Bronzezeit (3800 BP, kalibriert 2300 v. Chr.) sind Eingriffe durch den Menschen zu verzeichnen. Sie zeigen, dass die Komperdellalpe seit der frühen Bronzezeit durchgehend weidewirtschaftlich genutzt wurde. Die Absenkung der Baumgrenze erfolgte um 3400 BP durch menschlichen Einfluss.

6 Kalkalpines Murenmaterial bei Strengen

Im Gebiet zwischen Strengen und Unterriefen tritt kalkalpines Material an beiden Seiten des Stanzertals bis ca. 100 m über dem heutigen Flussbett der Rosanna auf; es stammt aus dem Schuttstrom der Langen Pleis. Das schlecht sortierte, überwiegend aus Karbonatgesteinsblöcken zusammengesetzte Sediment (WINKLEHNER, 1996) ist beispielsweise oberhalb des Bahnhofs Strengen leicht zugänglich aufgeschlossen. Diese Murschuttablagerungen haben offensichtlich zu einem Rückstau der Rosanna geführt, denn westlich dieses Vorkommens am Südhang des Stanzertales, rund 200–600 m östlich Kote 1224 (WGS 84: 47°07'39" N, 010°26'00" O), liegen Reste eines kleinen Deltakörpers, dessen Kies- und Grobsandschüttungen eine Schichtung von ungefähr 10° tal-aus aufweisen.

5 Schwemmfächer, Murenkegel

Am Ausgang von Seitentälern liegen deltaförmige 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. Einige sind traditionell bevorzugte Siedlungsräume in den von Hochwässern betroffenen Tälern der Rosanna (Pettnau, Schnann, Flirsch) und der Trisanna (Ortsteile von See im Paznauntal). Es ist zu betonen, dass in vielen Fällen die flächige Sedimentation durch Wildbäche im Zuge von Hochwasser- und Murenereignissen bis in jüngste Zeit erfolgte (beispielsweise in den Jahren 1965 und 2005; s. Kapitel 9.1.2. Abschnitt Schnanner Bach, Schallerbach; weitere Details s. Archiv der Wildbach- und Lawinenverbauung, Innsbruck) bzw. auch weiterhin auftreten kann.

4 Erosionskante, Geländekante

Unter Erosionskanten versteht man steile, markant ausgebildete Geländekanten am Rand von Lockersedimentkörpern, die durch fluviatile Erosion entstanden sind. Die Erosionskanten im Gebiet um See im Paznauntal sowie im Bereich des Zusammenflusses von Sanna und Inn im Stadtgebiet von Landeck bzw. entlang des mäandrierenden Inn zwischen Landeck und Perjen sind Terrassenkanten im klassischen Sinne, die verschiedene Terrassenniveaus markieren.

Erosionsrinnen sind durch zwei gegenüberliegende Erosionskanten gekennzeichnet. Diese treten häufig in Lockergesteinskörpern der Seitentäler auf, die von Wildbächen durchzogen und erodiert werden, beispielsweise im Paznauntal entlang des Grübele- und Istalanzbaches und im Stanzertal in der Langen Pleis.

3 Ablagerung in Talkerben (Schluff, Sand, Kies, Wildbachschutt)

Diese Lockergesteine werden üblicherweise von kleinen Seitenbächen abgelagert, können aber auch entlang episodisch fließender Gerinne auftreten. Sie bestehen in Abhängigkeit vom Einzugsgebiet und der Strömungsgeschwindigkeit grundsätzlich aus schlecht sortiertem und zumindest teilweise mangelhaft kantengerundetem Material (Blöcke, Steine, Kies, Sand und Schluff). Der meist sehr grobkörnige Wildbachschutt wird vorwiegend während Hochwässern (teilweise auch im Zuge von Murenereignissen) abgelagert, also in Zeiten großer Durchflussmengen und erhöhter Strömungsgeschwindigkeiten, die das seitwärtige Pendeln der Wildbäche erleichtern.

2 Jüngste Talfüllung, Auenablagerung (Schluff, Sand, Kies)

Die Ablagerungen im Talniveau der Rosanna, der Trisanna, des Inn und der Zubringer des Lech wurden unter diesem Begriff zusammengefasst. Meist handelt



Abb. 27.

Die braungrau gefärbte Hochwasserflut des Jahres 2005 im Bereich des Zusammenflusses von Rosanna und Trisanna.

Foto: G. HEISSEL u. P. NITTEL (Fotoarchiv Amt d. Tiroler Landesregierung).

es sich um rezente Sedimente eines seitwärts pendelnden Flusses. Ihre Zusammensetzung besteht, abhängig vom Einzugsgebiet und der Strömungsgeschwindigkeit, aus Steinen, Kies, Sand, und Schluff.

Während der Katastrophenhochwässer der Jahre 1965 und 2005 wurden weite Bereiche des Stanzer-, des Paznaun- und des Inntales überflutet (s. Abb. 27 und Kapitel 9.1.2.).

1 Anthropogene Aufschüttung, Deponie

Darunter fallen kleine Gebiete im Bereich des Sanna- und des Paznauntales. Dabei handelt es sich um eine auf der Alluvion der Sanna westlich des Bahnhofes Pians gelegene Aushubdeponie, um die Anschüttungen zur Stabilisierung der Paznauntalstraße bei Gfällhaus sowie um von der Wildbach- und Lawinenverbauung errichtete Schutzdämme auf der Durrichalpe. Bedeutende, großflächige Areale von anthropogen verändertem Gelände (Abraumhalden und Ram-penschüttungen) befinden sich entlang der Arlberg-Schnellstraße S 16 zwischen Flirsch und dem westlichen Kartenrand. Es sind dies jene Bauabschnitte, die zur Zeit der Aufnahme des Kartenblattes in den späten 80er und frühen 90er Jahren abgeschlossen waren. Im Zuge der Neutrassierung der S 16 östlich von Flirsch bis zum Westportal des Perjuntunnels (1983 eröffnet) wurden in den 90er Jahren und nach der Jahrtausendwende weitere großflächige anthropogene Veränderungen vorgenommen (Tunnelaushubdeponie des Strenger Tunnels S Pardöll im Bereich des Westportals und die Neutrassierung zwischen Quadratsch und Perjuntunnel), die in der Karte nicht erfasst wurden, da sie erst nach dem Abschluss der Kartierungen erfolgten. Dies gilt auch für die umfangreichen Aufschüttungen und die Dammbauten, die im Zuge der Beseitigung der Hochwasserschäden von 2005 an der Arlbergbahnstrecke im Abschnitt Flirsch – Trisannabrücke erfolgten.

8. Seismotektonik

LENHARDT, W.A.

Vorwort

In Tirol findet etwa ein Drittel aller tektonischen Erdbeben von Österreich statt. Die stärksten Erdbeben ereigneten sich in Tirol bei Innsbruck im Jahr 1572 und 1670. Aus diesem Epizentrum sind auch Hinweise über massive Gebäudeschäden bekannt (HAMMERL & LENHARDT, 1997).

Die Erdbebenaktivität im Bereich des Kartenblattes „Landeck“ ist hingegen als gering einzustufen. Nur ein Schadensbeben mit Epizentrum in der Region ist bekannt – 24. Jänner 1911 in Pettneu am Arlberg. Dies ist nicht nur ein Hinweis darauf, dass das Gebiet dort seismotektonisch leicht aktiv ist, sondern immerhin kreuzt das Engadiner Lineament den Untersuchungsbereich. Im Wesentlichen konzentriert sich die Erdbeben-tätigkeit in den Lechtaler Alpen.

Häufigkeit von Erdbeben

Der Bereich des Kartenblattes ÖK 144 Landeck überstreicht die Erdbebenzonen 1 und 2 entsprechend dem EUROCODE 8, welcher der Errichtung erdbebensicherer Gebäude dient. Somit zählt die Region zu den von Erdbeben weniger betroffenen Gebieten Österreichs.

Praktisch alle zwei Jahre wird in dieser Region ein Erdbeben wahrgenommen, wenn auch mit geringer Intensität. Deutliche Erschütterungen, die in der Nacht auch die Bevölkerung aufwecken, finden alle zehn Jahre statt. Noch stärkere Erd-

beben ereignen sich alle 50–100 Jahre. Nur ein einziges Schadensbeben mit Epizentrum in dieser Region ist, wie gesagt, bekannt.

Tabelle der deutlich verspürten Erdbeben aus dem Bereich des Kartenblattes „Landeck“

Datum	Uhrzeit (UTC)	Mag.	Io	Epizentrum
21.08.1910	21:45	3,1*	4–5	Grins
24.04.1911	17:19	3,7	6	Pettneu
18.05.1936	13:14	3,1*	4–5	Landeck
27.07.1937	19:55	2,8*	4	Landeck
17.08.1939	20:32	3,1*	4–5	Kappl
04.12.1955	00:42	2,8*	4	Kappl
17.06.1974	21:26	3,3	5	Landeck
31.01.1977	20:30	1,8*	4	Landeck
01.03.1983	22:29	2,9	4–5	Landeck
09.12.1991	20:24	2,7	4–5	Kappl
21.11.1996	23:08	2,7	4–5	Elbigenalp
07.09.2001	21:52	2,6	4	südl. Bach/Lechtal
04.07.2005	23:02	2,8	4	Torspitze

Legende: Weltzeit in Universal Time Co-ordinated (UTC). Für die Lokalzeit sind 2 Stunden während der Sommerzeit hinzuzurechnen bzw. während der Winterzeit 1 Stunde.
 Mag. = Magnitude, Io = Epizentralintensität nach der Europäischen Makroseismischen Skala (EMS-98), * = geschätzt.

Räumliche Verteilung

Die Erdbeben­tätigkeit in diesem Bereich lässt drei Konzentrationsgebiete erkennen. In den Lechtaler Alpen scheinen sich die meisten Erdbeben entlang einer gedachten Linie östlich von Steeg im Lechtal bis nach Schönwies im Inntal zu ereignen. Die stärksten davon wiesen Magnituden von 2,7 und 2,8 auf und ereigneten sich unter dem Torspitze-Massiv bzw. südlich von Bach im Lechtal (Magnitude 2,6). Das letztere Beben am 7. September 2001 führte zu Nachbeben, die bis zum 11. November 2001 andauerten.

Im südlichen Bereich der Lechtaler Alpen, rund um die Parseierspitze sind ebenfalls moderate Erdbeben beobachtet worden. Das stärkste in diesem Bereich fand 1910 in Grins statt. Es führte glücklicherweise nicht zu Schäden, wurde aber von der Bevölkerung sehr deutlich wahrgenommen.

Die meisten Erdbeben sind aus dem Raum Landeck dokumentiert, wenngleich es dort auch bis jetzt zu keinen Schäden gekommen ist. Herdmechanismen einiger dieser Erdbeben wurden bestimmt, es konnte aber kein einheitliches Bild gewonnen werden, da die Erdbeben vergleichsweise schwach sind und daher nur von wenigen Erdbebenstationen aufgezeichnet werden können. Um den Mechanismus jedoch gut festlegen zu können, ist eine Vielzahl von Registrierungen notwendig. Als Trend zeichnet sich aber ab, dass sich der Bereich WSW von Landeck heben dürfte.

Südlich des Stanzertals verläuft die Beben­tätigkeit im Paznauntal und konzentriert sich im Bereich von Kappl, woher allein nahezu die Hälfte aller bislang dort registrierten Erdbeben stammen.

Die Herdtiefen dieser Erdbeben streuen in diesem Bereich sehr stark und variieren von 2 bis 14 km. Die meisten Erdbeben ereignen sich jedoch in einer Tiefe zwischen 8 und 10 km. Vor allem im Bereich des Arlbergs sind auch besonders seichte Erdbeben festgestellt worden (LENHARDT et al., 2007).

Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Wie wichtig die messtechnische Erfassung von Erdbeben ist, zeigt schon, dass im Österreichischen Erdbebenkatalog vor dem Erdbeben am 21. August 1910 mit einer Epizentralintensität von 4–5 Grad bislang keinerlei Erdbeben aus dem Bereich des Kartenblatts angeführt sind. Zwischen 1900 und 1990 sind dann zehn Erdbeben erfasst worden, während zwischen 1991 und 2009 bereits 38 Erdbeben registriert worden sind. In anderen Worten: Wurde früher durchschnittlich alle zehn Jahre ein Beben im Bereich des Kartenblatts „Landeck“ erfasst, so sind es heute zwei Erdbeben pro Jahr. Dies ist kein Indiz für eine Zunahme der Seismizität in dieser Region, sondern auf die verbesserte messtechnische Erdbebenerfassung zurückzuführen, denn von 1990 an waren die ersten digitalen Erdbeben-Messstationen im Bundesland Tirol in Betrieb.

Der Österreichische Erdbebendienst verfügt heute über eine größere Anzahl von Erdbebenstationen in Österreich, die der Bestimmung des Epizentrums, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genutzt werden. Dazu zählen Erdbebenstationen in Bayern, Tschechien, Slowakei, Slowenien, Südtirol, dem Friaul und der Schweiz. Diese Stationen sind besonders für die Eingrenzung des Hypozentrums und die Bestimmung von Herdmechanismen äußerst hilfreich. Eine weitere Gruppe stellen die sogenannten „Strong motion“-Messstationen dar, die an einigen Punkten in Österreich installiert wurden, um stärkere Bodenbewegungen zu messen. Die Landeck am nächsten gelegene Erdbebenmessstation befindet sich 18 km südöstlich entfernt bei Feichten im Kaunertal, gefolgt von einer Strong-motion-Messstation in St. Anton am Arlberg, die sich 22 km westlich befindet.

Die Messwerte können mit den Bemessungswerten der gültigen Baunorm, der Bodenbeschaffenheit und mit den Fühlbarkeits- und Schadensmeldungen verglichen werden, dienen aber auch einer verbesserten Lokalisierung dieser Erdbeben, wodurch sich ein genaueres Bild der in der Tiefe verlaufenden tektonischen Störungen ergibt. Um die Forschung auf diesem Gebiet voranzubringen, wurde das Conrad-Observatorium – das Geophysikalische Observatorium von Österreich am Trafelberg bei Muggendorf/Pernitz in Niederösterreich – errichtet, das nicht nur dazu dient, Nah- und Fernbeben zu registrieren, sondern auch kontinuierliche Messungen des Verlaufs der Absolutschwere und des Erdmagnetfeldes mit noch nie zuvor erreichter Genauigkeit durchzuführen erlaubt. Registrierungen der momentanen Bodenbewegungen, wie sie gerade am Conrad-Observatorium aufgezeichnet werden, sind im Internet unter „geoweb.zamg.ac.at“ jederzeit verfolgbar. Unter www.zamg.ac.at/bebenmeldung kann man ohne großen Aufwand seine Beobachtungen an den Österreichischen Erdbebendienst an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) schicken.

Kleines Glossar

Epizentrum: Ort der meisten Schäden – liegt an der Erdoberfläche oberhalb des Hypozentrums. Auf Landkarten sind daher Epizentren verzeichnet.

Herdflächenlösung: Mit Hilfe von Aufzeichnungen der erdbebenbedingten Bodenerschütterungen an verschiedenen Messstationen wird der Mechanismus – Abschiebung, Aufschiebung, Horizontalverschiebung –, der zu dem Erdbeben geführt hat, bestimmt.

Herdtiefe: Tiefe des Hypozentrums

Hypozentrum: Der Ort des eigentlichen Verschiebungsvorganges im Erdinneren. Dort wird die Erdbebenenergie freigesetzt.

Intensität: Die Erdbebenauswirkungen an der Erdoberfläche werden mit Hilfe der sogenannten Intensitätsskala bewertet. In den meisten Ländern, einschließlich Österreich, wird eine 12-stufige Intensitätsskala verwendet, die auf MERCALLI-SIEBERG basiert und heute als Europäische Makroseismische Skala („EMS-98“ [GRÜNTAL et al., 1998]) bezeichnet wird. Das Sammeln der Informationen über die Auswirkungen eines Erdbebens benötigt seine Zeit. Früher waren oft Wochen bis Monate notwendig, um einen Überblick über die Auswirkungen zu erhalten. Heute – dank des Internets – geht dies schneller. Siehe auch www.zamg.ac.at/bebenmeldung.

Magnitude: Die von möglichst vielen Erdbebenstationen registrierten Bodenbewegungen ermöglichen u. a. nicht nur eine genaue Ortung des Erdbebenherdes, sondern auch die Bestimmung der Lage und Ausdehnung der aktiven Bruchfläche sowie der Größe und Richtung der an ihr erfolgten Verschiebung. Die instrumentellen Erdbebenaufzeichnungen sind auch die Grundlage für die Bestimmung der Magnitude, die in den 1930er Jahren von Charles RICHTER in Kalifornien eingeführt wurde. Daher auch der Name „**Richter-Skala**“. Die Magnitude stellt ein logarithmisches Maß für die am Erdbebenherd freigesetzte Schwingungsenergie dar, die aus den Seismogrammen berechnet wird. Sie hat heute weitgehend die Intensitätsskala verdrängt, da sie sofort aus den gemessenen Bodenbewegungen eines Erdbebens ermittelt werden kann.

9. Aspekte der angewandten Geologie

GRUBER, A. & PESTAL, G. mit Beiträgen von HEISSEL, G., NITTEL, P. & TILCH, N.

In diesem Kapitel sollen einerseits der Zusammenhang der geologischen Gegebenheiten und der dadurch u. a. bedingten Naturgefahren aufgrund gravitativer Massenbewegungen und Hochwässer aufgezeigt werden, andererseits wird auch über baueologische Erfahrungen im Zuge der Errichtung von Verkehrstrassen berichtet.

9.1. Geologie und Naturgefahren in der Samnaun- und Verwallgruppe sowie in den Lechtaler Alpen

Im Bereich des Kartenblattes sind aus Dorfchroniken und privaten Aufzeichnungen herausragende und zerstörerische Naturereignisse seit Jahrhunderten bekannt. Hierbei ist die episodische Wiederkehr von gravitativen Massenbewegungen (Hangrutschungen und Felsstürze) sowie von Hochwässern und Murgängen bemerkenswert. Daher ist es nicht verwunderlich, dass derartige Ereignisse vielerorts in Flur- und Ortsnamen mündeten: Als Beispiele hierfür seien im Bereich des Stanzertales die Bezeichnungen Gondebach (Blockhalde), Trigonde (Mittagspitz), Ries, Riefe (Schuttriese), Grieß, Grießl, Grissen (lockerer Schutt),

Sandrinner, Kälberlöcher angeführt. Ähnliche Namen sind auch im Paznauntal zu finden. Diese lauten Gfäll, Gande, Gries, Lahngang und See. Die erste Talweitung des Paznauntales, wo das zuletzt genannte Dorf See liegt, war dereinst von einem See (1433 „ze dem See in Patznaun“ [MEUSBURGER, 1975]) eingenommen, welcher von den Schuttmassen des Schallerbaches und von den im Bereich der Triannaschlucht kartierten Massenbewegungen (Glitterberg und Schweißgut) episodisch aufgestaut wurde, so dass die älteren Höfe alle auf der höher gelegenen Terrasse angelegt wurden. Im Spätmittelalter fiel der See trocken.

9.1.1. Massenbewegungen, deren Ursachen und auslösende Faktoren

Unter gravitativen Massenbewegungen (kurz: Massenbewegungen) werden durch die Schwerkraft bedingte, bruchlose bzw. bruchhafte, hangabwärts gerichtete Abtragungs- und Verlagerungsprozesse von Festgesteins- und/oder Lockergesteinsmassen verstanden. Der Großraum Landeck ist weitflächig von Massenbewegungen verschiedenster Art, Kinematik, Größe und Ausprägung gekennzeichnet (tiefgründig aufgelockerte und bewegte Felsbereiche, Sackungen, Felsgleitungen, tiefreichende Rutschmassen, Talzuschübe, weiters oberflächennahe Rutschungen, Erd- bzw. Kriechströme sowie Berg- und Felsstürze), die am Kartenblatt GÖK 144 mit den Signaturen 11–15 gekennzeichnet wurden. Die Ursachen dieser Erscheinungsformen der Hanginstabilität sind vielfältig und komplex, ebenso jene Faktoren, die die Bewegungen auslösen und steuern. Wie bereits bei der Erläuterung der oben genannten Legenden-Nummern in Kapitel 7. dargelegt wurde, ist bei vielen tiefgreifenden Massenbewegungen davon auszugehen, dass diese aufgrund der glazialen Erosion und resultierender übersteilter Hänge im Zuge des Schwindens stützender Eiskörper instabil wurden. Somit ist der Beginn dieser Instabilitätsphänomene an den Talflanken von Stanzer-, Paznaun- und Inntal in der Eiszerfallphase anzusiedeln (s. Kapitel 6.4.2.). Heute sind, abgesehen von großräumigen Ereignissen, die beispielsweise durch Erdbeben ausgelöst werden, vor allem Veränderungen des Bergwasserspiegels (infolge von Schneeschmelze oder Starkniederschlägen) und anthropogene Eingriffe (wie künstliche Hangunterscheidungen, Rodungen, Planierungen, Begradigungen etc.) die häufigsten Auslöser für Massenbewegungen. Die Bewegungen können sehr langsam (Kippen, Kriechen, Rutschen, Sacken, Gleiten, Fließen), aber auch sehr schnell vor sich gehen (Stürzen, Gleiten, Fließen) (ZANGERL et al., 2008). Umgekehrt beeinflussen auch Massenbewegungen das Abflussverhalten von Bächen und Flüssen und damit talbildende und talverändernde Prozesse wie Erosion und Aufschüttung (z. B. „Im Gfäll“ – Paznauntal, Fließerau – Inntal). In den nachfolgenden Abschnitten werden die geologischen Ursachen bzw. Gegebenheiten (Lithologie, Strukturgeologie und Relief) dargelegt, die für die Entwicklung der Massenbewegungen relevant sind.

Lithologische Ursachen

In Bezug auf die Lithologie sind die Massenbewegungen vorzugsweise in mechanisch inkompetenten, geschieferten, feinklastischen und evaporitischen Gesteinen mit hohem Glimmer-, Tonmineral- oder Gipsanteil entwickelt. Dazu zählen beispielsweise die Glimmerschiefer, Phyllonite und Phyllite des nördlichen Teiles der Silvretta-Decke, die Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters und die permotriassischen Feinklastika und Evaporite des basalen Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Lechtal-Decke). Beispielsweise sind im Ausschnitt des Kartenblattes Landeck die nördliche Talflanke des Stanzertales von Pians bis Pettneu, beide Talflanken des vorderen Paznauntales und der Zwickel zwischen Sanna

und Inn fast durchgehend von überwiegend gleitenden und kriechenden Massenbewegungen mit unterschiedlichem Tiefgang geprägt. Es sind dies Sackungen, Felssackungen und -gleitungen, Festgesteinsrutschungen etc. (s. Auflistung unten). Weiters verursachen in den Kalkalpen die mergel- und tonreichen Gesteine der Raibler und Kössener Schichten, der Manganschiefer und der Lechtaler Kreideschiefer kleinräumige, meist flachgründige Massenbewegungen. Der Wechsel von mechanisch kompetenten zu inkompetenten Gesteinen (z. B. Plattformsedimente/Beckensedimente), der Massenbewegungen nach dem System „hart auf weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988, 1989) induzieren kann, ist in den Lechtaler Alpen zwar mit dem Wechsel Partnachschichten/Wettersteinkalk und Kössener Schichten/Oberhähkalk primär vorhanden, jedoch aufgrund der steilen bis vertikalen Lagerung der Schichtglieder kaum wirksam. Im Gegensatz dazu sind in den Lockergesteinen überwiegend flachgründige Massenbewegungen in Form von Hangkriechen und Hangrutschungen, Erd- und Schuttströmen entwickelt. Sie treten insbesondere in feinkörnigen (tonreichen) und durchnässten Lockergesteinen (Hangschutt-, glazialen und lakustrinen Sedimenten) auf. In den Lechtaler Alpen sind dies Hang- und Muldenlagen mit Material- und Abflusskonvergenz.

Strukturgeologische Ursachen

Strukturelle Faktoren, wie Schichtung, Schieferung, deren Raumlage und Beschaffenheit und Anisotropie (SANDER, 1948, 1950) sowie der Grad der spröden und duktilen tektonischen Überprägung, beeinflussen die Rheologie des Gebirges, so dass je nach betrachtetem Versagensmechanismus Bereiche unterschiedlicher geologisch bedingter Prozessanfälligkeit entstehen. Als Beispiel für ungünstige lithologisch-strukturelle Voraussetzungen, die für Massenbewegungen prädestiniert sind, sei die intensive Verschuppung von Phylliten und permotriassischen Gesteinen der Kalkalpenbasis entlang von steilen E-W-, NE-SW- und NW-SE-streichenden Störungen genannt. Im Nordteil der Silvretta-Decke und in den Nördlichen Kalkalpen gibt es zahlreiche klein- und großmaßstäbige Falten-, Überschiebungs- und Abschiebungsstrukturen. Hierbei ist zu betonen, dass massive Gesteine durch entsprechend starke tektonische Beanspruchung genauso instabil sein können wie primär mechanisch inkompetente Gesteine, wie zahlreiche kleine Felssturzeignisse belegen. Diese grundsätzliche Feststellung gilt nicht nur für die Karbonatgesteine der Nördlichen Kalkalpen, sondern auch für die Areale mit den verhältnismäßig massigen Amphiboliten, Ortho- und Paragneisen der zentralen Silvretta-Decke sowie für die Kalkglimmerschieferzüge der Pfunderser Zone des Unterengadiner Fensters.

Geomorphologische Ursachen

Das Gebiet des Blattes Landeck weist durchwegs ein Gebirgsrelief auf, welches durch steile Hänge und große Höhenunterschiede von über 2000 m auf kurzen Distanzen infolge tief eingeschnittener Täler (durch fluviale Erosion) und glazial übersteilter Talflanken (s. o.) gekennzeichnet ist. Die dadurch bedingte vertikale Klimazonierung reicht vielerorts bis in die vegetationslose, nivale Stufe, wo starke Temperaturschwankungen mit raschen Frostwechseln eine intensive mechanische Auflockerung der Gesteine zur Folge haben.

9.1.1.1. Massenbewegungen im Bereich des Kartenblattes

Nachfolgend sind für das Stanzer-, Paznaun- und Inntal die in der GÖK 144 Landeck eingetragenen, vorwiegend tiefgreifenden Massenbewegungen aufgelistet, die teils bei der Kartierung, teils aus Luftbildauswertungen erfasst wurden. Wo es möglich war, wurde in der Karte auch die Art der Massenbewegung (s. Kapitel

7. Legendensignaturen 11, 12, 13, 14, 15) angegeben bzw. eine Abgrenzung des bewegten Fest- oder Lockergesteinskörpers vorgenommen. Die kartographische Darstellung der Massenbewegungen erfolgte entsprechend dem Zielmaßstab 1 : 50 000. Im Zuge der Erstellung des Erläuterungsheftes wurden zusätzlich im Internet einsehbare, höchstauflösende (1-m-Raster) Laserscanaufnahmen des Landes Tirol (TIRIS) für Auswertungen herangezogen, in denen die Massenbewegungsgebiete hinsichtlich ihrer Ausdehnung und morphologischer Phänomene wie Bergzerreißungsstrukturen, Abrisskanten, Teilbewegungsbereiche, ausbauchende Akkumulationsbereiche etc. hervortreten.

Zusätzlich wurden in den letzten Jahren drei bedeutsame Massenbewegungsbereiche (Thialkopf/ Perfuchsberg, Zintlwald, Lattenbach) im Zuge von Verkehrsbauprojekten detailliert untersucht (WINKLEHNER, 1996; WIESER, 2004; EDER et al., 2006; POSCHER & MATTLE, 2006). Die erzielten Ergebnisse werden eigens unter Kapitel 9.1.1.2. zusammenfassend erläutert.

Stanzertal

Orographisch links erstreckt sich von Flirsch bis Pians die großflächige, komplexe Massenbewegungszone des Dawin- und Zintlwaldes mit Teilbewegungsbereichen bei Flirsch/Mairhof, Rammlesbach, Flirschberg/Pardöll (mit markantem Abriss Riefenwald/Flirscher Hütte), Ober- und Unterriefen, Verill, Zintlwald und Zintlkopf (1468 m; Details s. Kapitel 9.1.1.2.). Weiters sind die Massenbewegungen am Neablekopf (1363 m) und oberhalb von Quadratsch (Rutschhänge im Lockergestein) sowie jene im Einzugsgebiet des Lattenbaches mit dem weithin sichtbaren Talzus Schub Weiße Riefe (Details s. Kapitel 9.1.1.2 und auch Abb. 28) erwähnenswert. Orographisch rechts wird eine tiefgründige Massenbewegung am Fuße der Mittagspitze-Nordflanke (mit einer klaren Abriss-hohlform bei ca. 2200 m



Abb. 28. Blick von Osten über Fließ ins Stanzertal und auf die südlichen Lechtaler Alpen. Man beachte die Vorwölbung des Talzushubes Perfuchsberg links im Bild und die großen Abrisszonen des Talzushubes Weiße Riefe / Stertekopf im Einzugsgebiet des Lattenbaches (Bildmitte).
Foto: H. KIRSCHNER.

im NNE-Grat der Mittagsspitze [2635 m], die sich nach unten deutlich vorwölbt und zur Seite scharf abgegrenzt ist) von grobblockigem Felssturzmaterial überrollt. Weitere Massenbewegungen dieser Talseite sind auf der Groß- und Kleingfallalpe, im Süßwald und Am Stein verbreitet, die insbesondere am Geländeknick der Almen zum Steilabfall ins Stanzertal ihren Ausgang finden.

Paznauntal

Auf der orographisch rechten Talseite stellt gleich am Taleingang der aktive Talzus Schub Schweißgut/Hintergiggel/Vordergiggel, der auf 1900 m Höhe N der Giggler Alpe abreißt, mit seinem Vorschieben auf die enge Trisannaschlucht und den Unterschneidungen des Hangfußes mit Nachsackungen eine latente Gefahr dar, v. a. für die Bundesstraße, die in aufwendigen Tunnels und Galerien auf der Westseite vorbeiführt. Entlang des Straßenabschnittes zwischen Vordergiggel und Hintergiggel äußern sich die Bewegungen durch laterale Zerschabungsbereiche (pers. Mitt. G. HEISSEL, P. NITTEL, Innsbruck).

Bei See sind der Frodenegger und der Kirchwald sowie die Hänge des Schallerbachtals von Bergerzeißungen, Sackungen und Kriechmassen (Versingalpe, Medrigalpe, Medrigloch) geprägt. Direkt über See ragt in Glimmerschiefern und Paragneisen der Silvretta-Decke eine stark geklüftete Wand auf, aus der sich in der Vergangenheit immer wieder Felsstürze ereigneten bzw. Felsblöcke lösten, zuletzt 1992 (pers. Mitt. H. MAYNOLLO, See i. Paznauntal), und die seitdem am Hangfuß mit Steinschlagschutzdamm und Steinschlagnetzen aufgefangen werden sollen (s. Abb. 25). Die Stielalpe, der Stielwald, die Gampertunalpe und der Gampertunwald werden großflächig von Massenbewegungen und deren morphologischen Phänomenen eingenommen. Zwischen Istalanzbach und Flathbach führte ein Talzus Schub zum Rückstau der Trisanna bei Habigen und zu hohen Uferanbrüchen. Ebenso drängt bei Trautmannskinden ein großer Talzus Schub/Rutschmasse unter Einbeziehung von mächtigen Lockermassen (Moränen, Hang- und Murschutt) die Trisanna an den Nordrand, was zur Ufererosion und Unterschneidung des Hanges bei Holdernach führte. Der markante Kamm zwischen Grübele- und Visnitztal ist v. a. im Bereich des Mittagsskopfs stark zerrissen und in versackte Felsareale aufgelöst; die anschließende Kriechmasse reicht vom Mittereggwald bis in den Talboden bei Brandau.

Die auf der orographisch linken Talseite vorkommenden Massenbewegungen zeichnen sich aufgrund des steilen Geländes durch spektakuläre Abrissformen, Bergerzeißungsstrukturen (z. B. Nackentälchen), große versackte Felsmassen etc. aus. Beispiele sind der Sinsner Wald, die Diasalpe und die Durrichalpe, Letztere mit sehr großen Zerrgräben auf 2395 m Höhe. Darunter wurden große Schutzdämme errichtet (in Karte mit Signatur 1 eingezeichnet). Diese Massenbewegungen verlieren sich nach unten und dürften daher in einem Anfangsstadium steckengeblieben sein. Auf der Spidualpe beeindruckt eine große Bergerzeißung am Niederjöchl mit einer weit vorgewölbten Felsmasse und ausgeprägtem bergseitigem, hangparallelem Nackental. Etwas weiter östlich ist der sichelförmige Abriss der Massenbewegung Langstheialpe / Langstheie am Südfall der Peziner Spitze besonders spektakulär. Ähnliches gilt für den Bereich zwischen Lahngang und Schrofen mit großer Bergerzeißung auf 2000 m und für die weit vorgewölbte Massenbewegung Kopfwald/Glitt, ein Talzus Schub im wörtlichen Sinne, der u. a. zum Aufstau des Seebeckens von See geführt hat.

Oberinntal

Im Einzugsgebiet des Inntales von Landeck talaufwärts sind die große Massenbewegung am Perfuchsberg/Thialkopf (Details s. unten, s. auch Abb. 28 und

Abb. 30) mit Teilbewegungen am Bühelwald und die extreme Bergerreißung auf der Hochgallmigger Alm anzuführen. Letztere zeigt ausgeprägte, durch Kippung entstandene antithetische Strukturen (Nackentälchen; s. Abb. 24). Letztlich ist auch die Talweitung der Fließerau durch Rückstau hinter zwei kleineren, den Inn von beiden Seiten blockierenden Sackungen gebildet worden.

Im Urgtal werden beide Talflanken von Massenbewegungen dominiert. Hervorzuheben sind diesbezüglich ein großer Talzuschubbereich unterhalb des Zwölferkopfs und eine versackte und in Schollen aufgelöste Felsmasse südlich unterhalb des Gatschsees.

Bei Serfaus sind flachgründige Massenbewegungen bei Komperdell, tiefgründige Massenbewegungen auf den Mafrischwiesen nahe der Kölner Hütte und am Böderbach nahe der Mooshütte verbreitet (sind in der geologischen Karte nicht verzeichnet). Dahinter bildete sich eine Verlandungszone (z. B. das Ledermoos) aus.

Spektakulär sind auch die riesigen Bergerreißungsstrukturen mit antithetischen Doppelgraten am Vorderen und Hinteren Heuberg. (s. Profil B, Faltafel 5).

Nördliche Kalkalpen

In den Nördlichen Kalkalpen gibt es kleinere Areale mit Felssturzablagerungen am Fallenbachsee im Grießtal (Abb. 29), am Eingang ins Parseiertal bei der Weggabelung ins Röttal (in der Karte nicht verzeichnet) und im Strittentobel NW von Stanz mit deutlich sichtbarer Abbruchnische im Bereich der Kratzplatte (Südflanke Rauher Kopf).

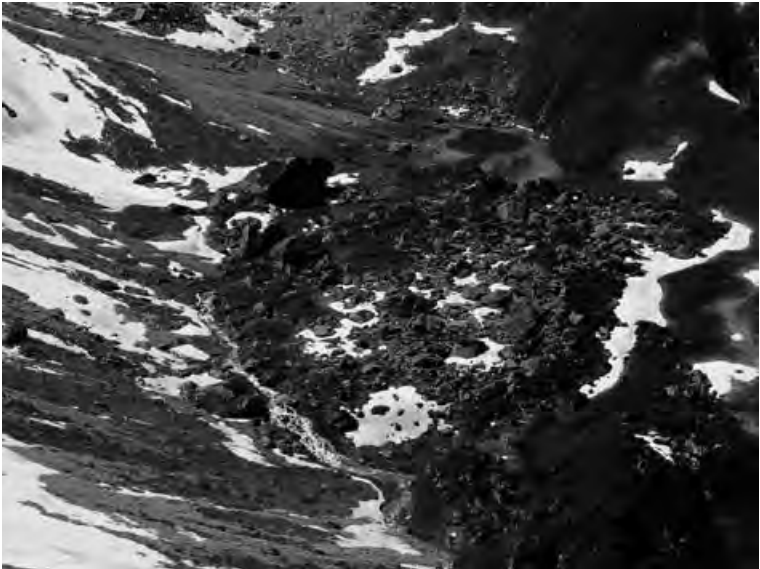


Abb. 29.
Felssturzmasse mit aufgestautem Fallenbachsee, der zusehends verlandet, Grießtal (Lechtaler Alpen).
Foto: A. GRUBER.

9.1.1.2. Im Detail untersuchte Beispiele

Massenbewegung Zintlwald

Es handelt sich hierbei um eine der größten und bekanntesten komplexen Massenbewegungen Tirols, die sich an den Südhängen des äußeren Stanzertales zwischen Pians und Flirsch über eine Fläche von mehreren Quadratkilometern erstreckt. Sie besteht verbreitet aus tiefgründig aufgelockertem Fels, aus dem sich durch das komplexe Zusammenspiel von morphologischen, hydrogeologischen, lithologischen und strukturgeologischen Faktoren mehrere sekundäre Massenbewegungen entwickelten (EDER et al., 2006). Schieferungs- und akzentuierte Störungsflächen fallen dort steil nach SSW bis SSE ein. Aus deren Verscheidungen gehen rhombische und keilförmige Kluffkörper hervor, deren Flächen teils von meterbreiten Fault Gouge, Kataklasit und Kakirit führenden Zonen begleitet sind (s. POLESCHINSKI et al., 2004; SPÖNDLIN & JOHN, 2004). Die Gesteinszerlegung erfolgt durch kontinuierliches Kriechen an diesen vorgeformten Trennflächen. An der Oberfläche haben sich dadurch viele Zerrgräben geöffnet. Aus seismischen Untersuchungen ist weiters bekannt, dass es Teilbereiche mit kaum deformierten Gesteinsmassen innerhalb stärker zerlegter Areale gibt und die basale Gleitfläche nicht planar oder konkav, sondern als wellige Zone entwickelt ist. Die Mächtigkeit verschiedener dislozierter Bereiche der Massenbewegung beträgt stellenweise über 150 m, variiert aber räumlich sehr stark. Der Großteil der Massen zeigt Kriechbewegungen von 1 cm/Jahr, aber auch Teilbereiche mit größeren Bewegungsraten konnten mit Hilfe von Monitoringsystemen nachgewiesen werden (EDER et al., 2006). Die Massenbewegung Zintlwald bereitete entlang der Verkehrswege über den Arlberg immer wieder Probleme, und ist deshalb seit langem bekannt. In den letzten Jahren wurden im Zuge von Vorerkundungen und des Baues der Arlberg-Schnellstraße (Strenger Tunnel, Planner Tunnel, die den Massenbewegungsbereich in dessen ganzer Breite durchschneiden [POLESCHINSKI et al., 2004]) sowie infolge des Augusthochwassers 2005 umfangreiche Untersuchungen (Kartierungen, Bohrungen, seismische Untersuchungen, Quell- und Bewegungsmessungen) durchgeführt und wichtige Erkenntnisse zur Kinematik gewonnen (EDER et al., 2006). Im Bereich des Zusammenflusses von Rosanna und Trisanna werden aktive Teilbereiche der Massenbewegung seit 2005 mit einem Monitoringsystem überwacht. Während des Hochwassers kam es durch intensive fluviale Ufererosion der Rosanna zu Hangunterschneidungen der Zintlwald-Masse. Dadurch wurde eine 2,5 ha große Fläche des Massenbewegungsfußes reaktiviert, zeitweise traten Bewegungen von mehr als 1,3 m pro Tag auf. Aus der stark wassergesättigten hangenden Rutschmasse gingen lokal Murgänge hervor. Daraus resultierte die Zerstörung der Arlberg-Bundesstraße und der Druckrohrleitung des Kraftwerkes der Donau Chemie.

Das gegenwärtige Augenmerk des Monitorings liegt in der Beobachtung der schnell mobilisierbaren, aufgelockerten Gesteinsmassen, beispielsweise im Zuge der Schneeschmelze oder von Starkregenereignissen, die einen Aufstau der Rosanna und in weiterer Folge Dammbüche und flussabwärts Überflutungen hervorrufen können.

Massenbewegung Thialkopf – Perfuchsberg

Das Gegenstück zur Massenbewegung Zintlwald ist der orographisch rechts an der Einmündung des Stanzer- ins Inntal gelegene große Talzusub Perfuchsberg (vgl. Faltafel 1 und Abb. 30). Auffallend ist das klar umgrenzte Abrissgebiet mit Abrisskante und begleitenden Bergzerreißungsstrukturen, die großteils in NW-SE-Richtung und am östlichen Rand durch Zerrgräben gekennzeichnet sind.



Abb. 30. Blick vom Thialkopf nach N auf die große Massenbewegung am Perfuchsb erg, auf Landeck (rechts) und die Stanzer Mittelgebirgsterrasse. Foto H. KIRSCHNER.

Am westlichen Rand (Zirmegg) gehen die Risse weit westlich des Grates noch auf (mündl Mitt. HEISSEL) (s. Abb. 24). Die etwa 6–7 km² große kegelförmige Gleit-/Kriechmasse ist relativ scharf abgrenzbar: Sie reicht klar sichtbar vom höchsten Punkt des Abrisses, dem Thialkopf (2398 m), bis etwa auf das Niveau der Sanna. Dieses Ablagerungsgebiet besteht aber durch eine weitere große, nach Norden ausbauchende und das unterste Stanzertal einengende Kriechmasse, ein Talzuschub im wörtlichen Sinne. Teilbereiche davon sind aktiv bzw. haben sich von der Hauptmasse losgelöst und sind als eigenständige Rutsch-Gleit-Kriechmasse weitergewandert. Dies belegen interne sekundäre Ausbruchs- und Abbruchnischen. Anhand der im Zuge des Projektes „Tiefbrunnen Perfuchsb erger Au“ abgeteufte Bohrungen (Koordinaten im WGS 84: 10°32'47" E 47°08'24" N, Seehöhe ca. 800 m) und begleitender refraktionsseismischer Untersuchungen konnte eine Übertiefung des vorderen Stanzertales von mindestens 100 m und eine beträchtliche „Überfahung“ von Schottern des Sannaflusses nachgewiesen werden (POSCHER, 1993; Abb. 31).

Massenbewegungen entlang des Lattenbaches

Der Lattenbach NW von Grins ist ein altbekannter, hoch aktiver Hochgebirgswildbach in einem Gebiet mit tektonisch stark deformierten und mechanisch inkompetenten Fest- und Lockergesteinen, aus denen sich große, hoch aktive Massenbewegungen entwickelten. WIESER (2004) hat in seiner Diplomarbeit dieses Gebiet zuletzt geologisch, geomorphologisch und ingenieurgeologisch im Detail untersucht.

Der Oberlauf des Lattenbaches folgt teilweise einer großen Störungszone (Lattenbach-Störung) und ist durch zwei große, von beiden Seiten herandrängende Talzuschübe gekennzeichnet: Der Talzuschub Dawingrat/Zallmais befindet sich auf der orographisch rechten Seite in überwiegend phyllitischem Lockergesteinsmaterial, während sich der Talzuschub Sterte Pleis / Weiße Riefe auf der

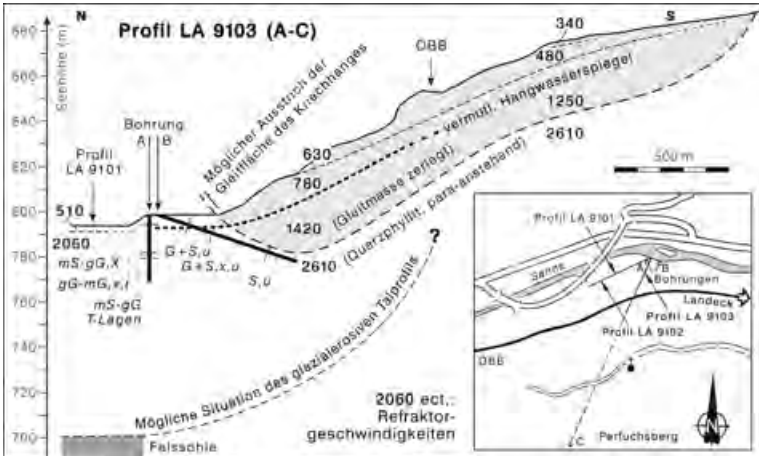


Abb. 31.

Geologische Interpretation refraktionsseismischer Profile und Bohrungen im vorderen Stanzertal mit Aussagen zum Tiefgang des Talzuschubs Perfuchsberg und zur Talübertiefung. Nach POSCHER (1993).

orographisch linken (nördlichen) Talseite (s. Abb. 28) in kalkalpinem Material befindet. Der weithin sichtbare Massenbewegungsbereich Weiße Riefe beginnt auf etwa 2000 m Höhe mit Bergzerreißen (offene Spalten, gekippte Felsareale) im stark zertrümmerten Hauptdolomit parallel zu NW-SE- und E-W-streichenden Störungen. An der tektonischen Grenze Hauptdolomit gegen Wettersteinkalk ist Letzterer als große zertrümmerte Felsmasse an einer klar ausgebildeten Abgleitfläche versackt. Diese versackte, noch im Felsverband stehende Masse ist frontal durch eine große Abbruchzone mit darunterliegender Blockschutthalde (Weiße Riefe) charakterisiert. Der karbonatische Blockschutt liegt auf den Evaporiten und Feinklastika der Reichenhall-Formation, des Alpenen Buntsandsteins und Verrucano und kriecht in Richtung Lattenbach weiter talwärts. Im Mittel- und Unterlauf wird der Lattenbach seitlich von weiteren großen gravitativen Massenbewegungen bedrängt.

Der Bach wird dadurch bei Hochwässern im Großteil seines Verlaufes bis zur Einmündung in die Sanna zu einem gefährlichen Wildbach, der durch Tiefen- und Seitenerosion viel Geschiebe mobilisieren und schwere Murgänge auslösen kann, wie die Vergangenheit mehrfach zeigte. In der Folge kommt es zu Nachsackungen und rückschreitenden Rutschungen im stark zerrütteten und durch Hangwasseraustritte aufgeweichten phyllitischen Gesteinszerreißel und Lockermaterial. Aktiver Hangdruck vorgewölbter Stirnbereiche von Massenbewegungen im Mittellauf hat u. a. zur teilweisen Zerstörung von Sperrbauwerken geführt. Im klammartig eingeschnittenen Unterlauf besteht ebenso die Gefahr von Verklauungen und starker Seitenerosion mit Nachbrüchen und -sackungen (weitere Details s. WIESER, 2004).

9.1.2. Hochwässer und Muren

Die großflächige Verbreitung von dolomitischen und tektonisch deformierten (zerrütteten) Gesteinen in den Lechtaler Alpen äußert sich in ausgedehnten Schutthalden- und Schuttkegelbildungen. Infolge des steilen Reliefs bilden sich

daraus bei Starkniederschlägen häufig Muren und geschiebebeladene Wildbäche, wie zahlreiche frische Murgangrinnen, Murenzungen, Murenkegel und überschwemmte Talböden entlang des Zammer Loches, des Parseier-, Alperschon-, Grießl- und Sulztales belegen. Die Murschuttkegel zwischen Pettneu und Flirsch beispielsweise drängen die Rosanna vom einen zum anderen Talrand und steuern damit die sedimentäre Dynamik im Talboden. Auch im Anteil der Silvretta-Decke und des Unterengadiner Fensters finden sich zahlreiche größere und kleinere Murenkegel am Ausgang von Tälern, Gräben und Rinnen (s. unten). Hier bilden v. a. die ausgedehnten und mächtigen glazialen und periglazialen Ablagerungen neben dem bereits oben erwähnten Hangschutt sowie die vielen Massenbewegungsareale ein großes Geschiebepotenzial.

Um eine Vorstellung von der Prozessdynamik eines Hochwassers in einem hochalpinen Gebiet wie dem Paznaun- und Stanzertal zu bekommen, wird im Folgenden das jüngste, gut dokumentierte Jahrtausendhochwasser von 2005 näher beschrieben. Im Zeitraum 19.–23. August gab es in großen Teilen Österreichs ein außergewöhnliches Niederschlagsereignis: In Vorarlberg und in Tirol gab es 30 Stunden anhaltenden intensiven flächendeckenden Regen über große Einzugsgebiete bis in Höhen von 3000 m, mit Spitzenwerten von 150–230 mm im Stau der Nördlichen Kalkalpen (Stanzertal, Lechtal, Bregenzerwald). Dadurch erreichten viele Flüsse extreme Abflusswerte (HABERSACK & KRAPESCH, 2006): Das auf dem Kartenblatt 144 liegende Paznaun- und Stanzertal waren von den Extremereignissen derart stark betroffen, dass vermutlich von einem mehr als tausendjährigen Hochwasserereignis ($>HQ_{5000}$) zu sprechen ist. Die Sanna erreichte an der Messstelle Landeck einen maximalen Scheitelwert von 514 m³/s, das Doppelte vom bisher gemessenen Höchstwert. Ab Landeck schwoll der Inn dadurch zu einem hundertjährigen Hochwasser an. Auch der Lech verzeichnete die höchsten bisher registrierten Abflüsse. Im Paznaun-, Stanzer- und Lechtal kam es zu schweren Überflutungen und Verwüstungen, dies gilt auch für weite Abschnitte des Inntales (HABERSACK & KRAPESCH, 2006). Die Trisanna brach entlang des gesamten Streckenverlaufes an vielen Stellen aus ihrem bisherigen Bachbett aus, teilweise wurde der gesamte Talboden überflutet. Der Fluss erreichte lokal das 10-Fache seiner normalen Breite. Unterhalb von See gab es aufgrund der Enge des Tales („Im Gfäll“) keine Überflutungen mehr, sondern Ufererosion mit Hangunterscheidungen. Aus Seitenbächen wurden große Geschiebemengen eingebracht sowie durch Seiten- und Tiefenerosion in den Hauptflüssen selbst mobilisiert. Die Folge waren vermehrte Ausuferungen bzw. in Flachstrecken vermehrte Ablagerungen des Geschiebematerials. Von den Seitenbächen (Wildbächen), die auf GÖK 144 liegen, waren v. a. der Stubenbach (Gemeinde Pfunds), mit den Quellbächen Masner- und Gatratschbach, der Seßlabach (Gem. Kappl), der Schnanner Bach (Gem. Pettneu, Details s. unten) und der Starkenbach (Gem. Schönwies) am aktivsten. Der Seßlabach bei Kappl brachte besonders große Mengen an Feststoffen ein ($>20\ 000\ m^3$). Flussabwärts entstanden in diesem Bereich riesige Hanganrisse. Das Ausmaß der Ufererosion entlang der Trisanna ist mit ca. 300 000 m³ mobilisiertem Material geschätzt worden (HABERSACK & KRAPESCH, 2006).

Im Stanzertal überflutete die Rosanna größere Flächen im Bereich Schnann und untergrub massiv die Arlbergbahnlinie und den Hangfuß der Massenbewegung Zintwald, die in Teilbereichen aktiviert wurde (s. oben und EDER et al., 2006). Die hohen Schäden von ca. 264 Mio. € betrafen in erster Linie die Verkehrsinfrastruktur, allen voran die Arlberg-Schnellstraße, die Arlberg-Bundesstraße, die Silvretta-Bundesstraße sowie die Arlbergbahn, die Trink- und Abwasserversorgung, den Siedlungswasserbau, Gewerbebetriebe und Kraftwerke (Donauchemie) und

Wohnungsstrukturen. Entlang der Trisanna wurde die Bundesstraße B 188 teilweise kilometerweit vollständig zerstört, zahlreiche Brücken wurden weggerissen, viele Gebäude zerstört oder beschädigt, beispielsweise das Kraftwerk der Do-nauchemie Landeck am Zusammenfluss von Trisanna und Rosanna (s. Abb. 27).

Der Schnannerbach, ein Wildbach in den Lechtaler Alpen, entwässert quer zum Streichen (E–W) der Strukturen das steile Schnanner Tal mit der mächtigen Vorderseespitze (2889 m) im Talhintergrund. Am Talausgang bricht der Bach durch die tiefe Schnanner Klamm (in Wettersteinkalk/-dolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit, s. Kapitel 12.3.) ins Stanzertal durch und mündet mit einem Schwemmfächer in die Rosanna. Das auf dem Fächer gelegene Dorf Schnann bekam oftmals die Launen dieses Wildbaches in Form mächtiger Murstöße zu spüren. Als Schutz wurde in der Klamm eine große Bogenrückhaltesperre errichtet. Die Hauptgeschiebeherde liegen im oberen Einzugsgebiet, das von zahlreichen Schutthalden und Murschuttkegeln aus Hauptdolomitmaterial sowie von ausgedehnten Moränen- und Blockgletscherablagerungen (Hintersee) bedeckt ist. Beim großen Hochwasser 2005 wurden über 40 000 m³ Geschiebe mobilisiert, wovon die Rückhaltesperre maximal 13 000 m³ auffing. Unterhalb des Retentionsbeckens und im weiteren Verlauf des Schnanner Baches führte die Geschiebefracht zur Verkläusung der Brücke im Ortskern und daraus resultierend zur großflächigen Überschwemmung des Siedlungsbereiches. Etwa 25 000 m³ Material gelangten hier zur Ablagerung. Weitere Tausende Kubikmeter gelangten in die Rosanna (HABER-SACK & KRAPESCH, 2006). Im Schnanner Tobel kam es laut G. HEISSEL (pers. Mitt.) auch schon zu sogenannten „Schönwettermuren“, beispielsweise im Jahr 1985. Während der Schneeschmelze verwandelten starke Bergwässerausstritte aus dem Hauptdolomit den feinkörnigen Schutt v. a. der triassischen Beckensedimente und der Kreideschiefer sowie Moränenmaterial in schlammige, dünnflüssige Muren, die auch die Geschiebesperre von Schnann passierten.

Anhand des Schallerbachtals bei See im Paznauntal lässt sich die Wechselwirkung (Prozesskette) zwischen gravitativen Massenbewegungen, Wildbach- und Murenereignissen sowie lakustrinen Prozessen in deren Rückstau anschaulich beschreiben. Im oberen und mittleren Talabschnitt stehen durch tiefreichende Hangbewegungen (Medrigjoch, Versingalpe) enorme aufgelockerte Felsmassen und mächtige Hangschutt-, Moränen- und Blockgletscherablagerungen für den weiteren Abtransport als Muren- und Wildbachschutt zur Verfügung. Am Fuße der Steilstufe (Hängetal) breitet sich am Talausgang des Schallerbachtals ein mächtiger, an seiner Stirn von der Trisanna anerodierter Murschuttkegel aus. Dessen wiederholte Vorschüttung hat – zusammen mit dem großen Talzuschub von Glitt (s. oben) auf der gegenüberliegenden linken Talseite – in der Vergangenheit mehrfach zum Aufstau der Trisanna und eines Sees mit Ablagerung von lakustrinen Sedimenten geführt. Im Ortsbereich von See lassen sich damit drei Seespiegelphasen bis 50 m über dem heutigen Talniveau nachweisen (WINKLEHNER, 1996, s. Kapitel 7., Legenden-Nr 16).

9.2. Baugeologische Erfahrungen

Aus ingenieurgeologischer Sicht sind für Blatt Landeck der Bau der Arlbergbahn gegen Ende des 19. Jahrhunderts und der Bau der Arlbergschnellstraße in den letzten 20 Jahren von herausragender Bedeutung. Diese Verkehrswege von nationaler und internationaler Relevanz verlaufen im Blattausschnitt aus baugeologischer Sicht zumeist durch schwierigstes Gelände. Verschärft wird diese Brisanz durch mehrere große Tunnelbauwerke wie Perjen-, Pianner und Strenger Tunnel sowie durch das große Bauwerk der Trisannabrücke.

Der Bau der Arlbergbahn zwischen Innsbruck und Bludenz (136,72 km lang), der in der kurzen Zeit von 1881 bis 1884 durchgeführt wurde, stellte die erste herausragende Ingenieurleistung auf dem Kartenblatt dar, die einer intensiven geologischen Planung bedurfte. Dem Bau gingen vielfältige Trassenstudien und ausführliche geologische und meteorologische Untersuchungen voraus. Die Erfahrungen aus dem Bau des Gotthardtunnels führten schließlich zur Entscheidung für die Trasse durch das Stanzer- und Klostertal mit Errichtung eines zweigleisigen Scheiteltunnels (10,25 km lang) unter dem Arlberg (KOCH, 1876a bzw. THEOBALD, 1864). Die steile West- und die Ostrampe wurden teilweise in spektakulären Hanglagen errichtet und mit vielen Kunstbauten, Brücken, Tunnels, Galerien, Lawinenschutzbauten versehen. Auf der das Kartenblatt querenden Ostrampe ist die Trisannabrücke (s. Abb. 9) mit einer Spannweite von 120 m und Höhe von 86 m über der Trisannamündung das beeindruckendste Bauwerk. Es war lange Zeit das größte Brückenbauwerk in Österreich und stellt eine bis heute geltende Meisterleistung der österreichischen Ingenieurskunst dar. Ihre Gründung benützt die einzige Härtingsrippe in einem allseits von Großmassenbewegungen umgebenen Areal (Zintlwald, Schweißgut, Perfuchsberg, s. oben). Die Bahnhofsgebäude sind mit Natursteinen der Umgebung verkleidet. Für die Elektrifizierung wurde eigens das Kraftwerk Spullersee bei Wald am Arlberg errichtet, das von AMPFERER & ASCHER (1925) geologisch betreut wurde. Im Zuge des zweigleisigen Ausbaues der Strecke zwischen Flirsch und St. Anton am Arlberg um die Jahrtausendwende wurden große Materialbewegungen durchgeführt sowie aufwändige Tunnel- und Lawinenschutzbauten errichtet. Das Hochwasser 2005 erforderte im Abschnitt Strengen – Flirsch einen Neubau der weggerissenen Bahndämme auf über 4 km Länge.

Die Arlbergschnellstraße S 16 und die Inntalautobahn A 12 weisen im Bereich des Kartenblattes Landeck mehrere Brücken, Hangbrücken, Lawinenschutzgalerien, Einhausungen und 3 große Tunnels auf. Der Perjentunnel, der Tunnel Pians – Quadratsch und der Strenger Tunnel führen durch baugeologisch anspruchsvolle, von Massenbewegungen und zahlreichen Störungsbündeln (Stanzertal-Störung, s. Kapitel 5.2.2.3.) gekennzeichnete Gesteinszonen.

Der 2880 m lange Perjentunnel der Inntalautobahn A 12 wurde zur Westumfahrung von Zams und Landeck in den Jahren 1980–1983 errichtet. Er durchörtert auf 600 m den gebankten Hauptdolomit der Lechtal-Decke (der beim Vortrieb kaum wasserempfindlich war und mehr oder weniger große Festigkeit aufwies) und auf 2200 m den Landeck-Phyllit bzw. die diaphthoritischen Glimmerschiefer und die Phyllonite des Venet-Komplexes der Silvretta-Decke (s. Kapitel 5.2.2. und 5.2.2.1.). Die Grenze zwischen dem Landeck-Phyllit und dem Hauptdolomit bildet eine etwa 80° steile Störung. An dieser tektonischen Grenze zwischen Lechtal- und Silvretta-Decke traten braune und graue Fault-Gouge-Bildungen (mergelige-tonige Lehme und Schluffe) mit Gesteinsbruchstücken auf, es folgten in Fault Gouge und Phylloniten eingelagerte Dolomitlinsen und anschließend ca. 100 m mächtiger, extrem ausgewalzer und durchbewegter Phyllonit. In weiterer Folge wechselten von Störungszonen durchzogene und kompaktere Gesteine des Landeck-Phyllits bzw. des Venet-Komplexes. Im letzten Abschnitt bis zum Westportal wurde eine aufgelockerte Zone mit (obertägigen) Sackungen und Hangrutschungen durchfahren. Lockergesteine waren auf das Westportal (Moränen, Schluffe, Sande, Kieslagen) und auf das Ostportal (verkitteter, kalkalpiner Schutt mit großen Blöcken) beschränkt. Im gesamten Tunnelvortrieb gab es kaum Quellaustritte (die Wasserzutritte betragen nie mehr als 3–4 l/s), die meisten an der oben erwähnten Störung zwischen der Lechtal-Decke und der Silvretta-Decke. Die Tunneltrasse verlief immer über dem lokalen Bergwasserspiegel (KÖHLER, 1983).

Der zweiröhrige und 1545 m lange Tunnel Pians – Quadratsch wurde zur Hälfte bergmännisch, zur Hälfte (Osthälfte) in offener Bauweise vorgetrieben. Die beiden Tunnelteile sind durch eine baueologisch anspruchsvolle Brückenkonstruktion verbunden, die vom Lattenbach unterflossen wird und heute eingehaust ist.

Der 5851 m lange 2005 fertiggestellte, 2-röhrige Strenger Tunnel der Arlberg-Schnellstraße S 16 erstreckt sich in einem Bogen nach N von Pardöll SE Flirsch bis W von Quadratsch und dient der Umfahrung der Gemeinde Strengen. Die heikelsten Bauabschnitte stellten das Ostportal des Tunnels und die unmittelbar E gelegene Anschlussstelle Pians sowie das Westportal dar.

Am Westportal liegt die Nordröhre zur Gänze im Lockermaterial (Felssturzblockwerk, Hangschutt, Moränen, Schluffe und Sande). Dieser Bereich wurde mit bis 70 m langen Litzenankern gesichert (POLESCHINSKI et al., 2004). Durch eine Verlegung der ursprünglich vorgesehenen Trasse wurde das Ostportal des Strenger Tunnels in einen aus aufgelockertem Fels bestehenden Sporn am Rande des „Quadratscher Rutschhanges“ verlegt, in welchem sich jetzt die Anschlussstelle Pians befindet. Die seit vielen Jahrzehnten in diesem Bereich bekannten Hanginstabilitäten erforderten baueologisches Geschick und umfangreiche Sanierungs- bzw. Sicherungsmaßnahmen (SCHÖBER, 2003). Alle Setzungen und Horizontalbewegungen des Hanges wurden während der Bauarbeiten durch ein dichtes Netz von Oberflächenmesspunkten kontrolliert und betrug max. wenige Dezimeter (SPÖNDLIN & JOHN, 2004). Um größere Bewegungen zu verhindern bzw. zu minimieren, war 7 m nördlich der Nordröhre des Strenger Tunnels ein Entwässerungsstollen vorgetrieben worden. Auf einer Stollenlänge von 260 m wurden dabei Murschuttsedimente, Wildbachschutt, Eisrandsedimente, Grundmoräne und in Fließschutt „einsedimentierte große Gleitschollen“ durchörtert, die aus Alpinem Verrucano und Glimmerschiefern bzw. Phylloniten des Venet-Komplexes zusammengesetzt waren (Details s. WINKLEHNER, 1996). Alle Instabilitätsbereiche westlich von Quadratsch werden weiterhin laufend durch Monitoring-Systeme kontrolliert, zeigen aber derzeit keine besonderen Bewegungen (pers. Mitt. G. HEISSEL, Innsbruck). Der Tunnelvortrieb durch die diaphthoritischen Granatglimmerschiefer (mit ihren vielen Quarzmobilisaten) des Venet-Komplexes war im Ostabschnitt immer wieder durch Einschuppungen von Alpinem Verrucano (noch bei 600 m Überlagerung auftretend) sowie von gering mächtigen Amphiboliten, plattigen Quarziten und Orthogneisen gekennzeichnet. Charakteristisch für alle Gesteine dieses Bereichs ist ihre intensive Verschuppung, es treten Faltenstrukturen mit durchgescherten Schenkeln und etliche dünne, tonige Fault Gouge führende Zonen auf. Die Schieferung zeigt generell S-Fallen, die Deformationsbänder sind teilweise ebenflächig, teilweise verbogen, daneben treten quarzverheilte Klüfte und 45° steil auf die Schieferung liegende Scherflächen auf. Lokal wurden bis 2 m breite Störungszonen mit Fault-Gouge-Bändern, begleitet von Harnischflächen mit horizontaler Striemung, angefahren. Geotechnisch anspruchsvoll war die äußerst ungünstige Raumstellung der Haupttrennflächen mit steilem vorwiegendem S-Fallen und spitzwinkligem bis parallelem Streichen in Bezug zur Tunnelachse. Im Zentralteil des Tunnels kamen über weite Strecken Längsstörungssysteme mit Ankeritvererzungen vor, die an Querstörungen immer wieder in die Tunnelachse zurückversetzt wurden. Die Längsstörungen führten zu großen langanhaltenden Verschiebungen, im Gegensatz dazu verhielt sich das Gebirge in den querschlägigen Verbindungsstollen ruhig. Alle Bergwasserzutritte waren an die Störungszonen gebunden (POLESCHINSKI et al., 2004).

10. Aerogeophysikalische Landesaufnahme

AHL, A. & SLAPANSKY, P.

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen auf dem Kartenblatt 144 Landeck liegen in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) (HEINZ et al., 1988; SEIBERL, 1991) vor.

Ein Verständnis der geophysikalischen Strukturen ist allerdings nur in einem regionalen Zusammenhang möglich. Deshalb wird hier ein größerer Bereich, der deutlich über den des Kartenblatts 144 Landeck hinausgeht, betrachtet (Abb. 32).

10.1. Aeromagnetik (Messmethodik und Darstellung)

Die Aufnahmen zur AMVÖ wurden im Jahr 1977 durch die Fa. Hunting Geology & Geophysics Ltd. (UK) mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das als Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte in Westösterreich (in Vorarlberg, Nordtirol und Teilen Salzburgs) im Nordabschnitt in konstanter Höhe von 3000 m, im Südabschnitt hingegen in 4000 m über Adria Null. Der Abstand zwischen den einzelnen Messprofilen beträgt etwa 2,2 km, der zwischen den normal dazu verlaufenden Kontrollprofilen etwa 11 km, der Messpunktabstand entlang der Messprofile ist etwa 100 m. Weitere Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987) und HEINZ et al. (1988).

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfeldes, d. h. die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem „Internationalen geomagnetischen Referenzfeld“ (IGRF). Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld (IGRF), welches jeweils für gewisse Zeitabschnitte („Epochen“) ermittelt wird (HEINZ et al., 1988; GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991). Die Anomalien haben ihren Ursprung in der oberen Erdkruste.

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 geographische Lage der Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korreliert. Dieses Problem 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. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet das im N vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

10.2. Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar, kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI-System ist κ ein dimensionsloser Parameter.

Sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten besitzen die stark ferrimagnetischen Minerale, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies).

Gesteinstyp	Kappa ($\times 10^{-3}$ SI)	Bemerkungen
granatfreie Glimmerschiefer mit Ankerit	0,18–0,20	Übergänge zu Phylliten
silbrige Phyllite	0,18	
helle Phyllitschiefer mit Granat	0,11–0,22	
helle Granatglimmerschiefer	0,18	
vergrünte Granatglimmerschiefer	0,27–0,29	
sandige Kalkschiefer	0,01–0,03	
Quarzit („Buntsandstein“)	0,08	
Phyllite	0,07–0,48	
Grünschiefer (Chloritgneise)	0,28–0,53	
Glimmerquarzite	0,1–0,18	
Glimmerquarzite	0,33–0,5	mylonitisiert
Glimmerschiefer	0,05–0,39	
Amphibolite	0,13–1,5	
Gneise i. A.	0,05–0,25	
Augengneise	0,04–0,12	
Quarzitgneise	0,03–0,09	
Biotitgneise	0,18–0,23	
Granitgneise	0,08–0,15	
helle Orthogneise	0,04–0,05	
Muskowit-Biotit-Gneise	0,12–0,29	
Muskowit-Biotit-Gneise	0,39–0,47	feinkörnig
Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer	0,08–0,16	
Muskowit-Glimmerschiefer	0,08–0,28	
quarzreiche Biotitgneise	0,09–0,19	
Granit	0,14–0,21	
Glimmerschiefer mit Magnetit	12,7–81,2	
Diabasgänge	0,29–0,46	
Gneise mit Magnetit	0,62–184	
Magnetitarkose	18,7–94,7	Permoskyth-Transgression
vererzter Quarzit	1,65–128	Permoskyth-Transgression
Fe-Dolomit	0,03–0,08	
Marmore	0,01–0,02	
Kalke	0,01–0,06	Kössener Schichten
Mergel	0,12–0,18	Kössener Schichten
Permoskythquarzit	0,03–0,08	
Tonschiefer	0,62–1,25	Karn
Wettersteindolomit	0,01–0,03	

Tabelle 1.

Werte der magnetischen Suszeptibilität ($\times 10^{-3}$ SI) für unterschiedliche Gesteinstypen im westlichen Tirol und in Vorarlberg (HEINZ, 1994).

Die Messungen der magnetischen Suszeptibilitäten im Untersuchungsgebiet und seiner Umgebung wurden im Zuge der geologischen Landesaufnahme durch A. NOWOTNY, G. PESTAL und M. ROCKENSCHAUB durchgeführt und die Daten durch H. HEINZ (1994) zusammengefasst.

Typische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u. A. von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985) und LANZA & MELONI (2006) angegeben. Die Gesteine mit den höchsten Suszeptibilitäten sind, abhängig von ihrem Mineralbestand, allgemein basische bis ultrabasische Magmatite und Metamorphite, insbesondere serpentinisierte Ultrabasite und Serpentinite sowie magnetitreiche (Meta)sedimente. Hohe magnetische Suszeptibilitäten weisen natürlich auch Magnetit- und Pyrrholvererzungen auf.

Messungen der magnetischen Suszeptibilität direkt im Untersuchungsgebiet und seiner Umgebung wurden im Zuge der Landesaufnahme durch G. PESTAL, A. NOWOTNY und M. ROCKENSCHAUB durchgeführt. Die Daten wurden von H. HEINZ (1994) zusammengefasst, die Werte sind in der Tabelle 1 angegeben.

Die Gesteine mit den höchsten gemessenen Suszeptibilitätswerten sind hier magnetitreiche Quarzite, Glimmerschiefer und Gneise. Allerdings sind die Daten der vorliegenden Messungen nicht flächendeckend oder als repräsentativer Querschnitt aufgenommen worden. So erscheinen Metabasite etwas unterrepräsentiert bzw. sind Ultrabasite gar nicht gemessen worden. Zu den Amphiboliten sei noch angemerkt, dass diese bezüglich ihrer magnetischen Eigenschaften sehr stark variieren können. Es wurden im östlich anschließenden Ötztal-Kristallin magnetische Suszeptibilitäten der Amphibolite und Eklogitamphibolite zwischen 0,3 und 100×10^{-3} SI gemessen, mit einem Mittelwert von $15,9 \pm 8,6 \times 10^{-3}$ SI (BELOCKY et al., 1998).

10.3. Strukturelle Interpretation der magnetischen Anomalien

Die Abb. 32 stellt die Ergebnisse für das Kartenblatt 144 Landeck und die Umgebung anhand neuer Berechnungen dar, die zum Pol reduziert und feldfortgesetzt auf einem einheitlichen Horizont von 4000 m über Adria Null durchgeführt wurden.

Der Nördliche Teil der Abbildung zeigt ein ruhiges Muster sehr langwelliger Anomalien mit flachen Gradienten der magnetischen Totalintensität (ΔT zwischen -30 nT und 0 nT), das sich gegen N in die Molassezone fortsetzt (HEINZ et al., 1988). Dieses Areal wird von den Nördlichen Kalkalpen eingenommen. Die magnetischen Störkörper als Ursachen dieser schwachen Anomalien liegen im kristallinen Untergrund unter der Molasse und den überschobenen alpinen Deckenkörpern (Helvetikum, Rhenodanubische Flyschzone und Nördliche Kalkalpen). Auch das Streichen der Isolinien entspricht dem regionalen Muster des süddeutschen Molassebereichs (PUCHER & HAHN, 1980; WONIK & HAHN, 1989; GIESE, 1995). Es ist hier kein wesentlicher Einfluss der östlich gelegenen Berchtesgadener Anomalie mehr zu erkennen.

Der südliche Anteil der Karte ist stärker gegliedert durch kurzwellige Anomalien mit deutlich höheren Störamplituden der magnetischen Totalintensität, obgleich auch hier die Magnetisierungen im regionalen Vergleich relativ schwach sind (vgl. SEIBERL, 1991). Im Silvretta-Kristallin erreichen die Maxima von ΔT zwischen 10 und >50 nT, im Penninikum des Unterengadiner Fensters lokal bis zu >150 nT.

Das Silvretta-Kristallin besteht zu etwa 20 % aus Metabasiten, besonders im zentralen und östlichen Teil treten vermehrt Amphibolite auf. In diesen finden sich des Öfteren schmale Linsen von Ultrabasit und Eklogit eingelagert (FRIEBE et al., 2007). Im S der Verwallgruppe N von Galtür zieht eine E-W-streichende Zone von positiven Anomalien etwa parallel zum generellen Streichen des Silvretta-Kristallins (AMPFERER & REITHOFER, 1937; KRAINER et al., 2004). Die Maxima mit Werten von

etwa 20 bis >50 nT liegen in Bereichen mit Wechsellagerungen von Amphiboliten und Paragneisen, in die z. T. Glimmerschiefer und stellenweise auch Orthogneise (Knollkopfgneis) eingelagert sind. Es erscheint allerdings wahrscheinlich, dass diese magnetischen Anomalien nicht direkt den an der Oberfläche anstehenden Gesteinen zuordenbar sind, was durch Suszeptibilitätsmessungen im Gelände zu verifizieren wäre. Als magnetische Störkörper könnten ev. Ultrabaskörper in Frage kommen, wie sie im Untersuchungsgebiet allerdings nur am Hochnörderer in Form eines kleinen Peridotitkörpers (Harzburgit) an der Oberfläche anstehend auftreten (FUCHS & OBERHAUSER, 1990; OBERHAUSER et al., 2007). Dieser ist nur in seinem untersten Abschnitt serpentinisiert (FUCHS, 1982), was die Magnetisierung im Vergleich zu einer kompletten Serpentinisierung deutlich verringert. Die markante Ausbuchtung der -20-nT-Isolinie S von Galtür (Abb. 32) ist allerdings in direktem Zusammenhang mit dem Ultrabazit des Hochnörderer oder verwandten Gesteinen im oberflächennahen Untergrund zu sehen.

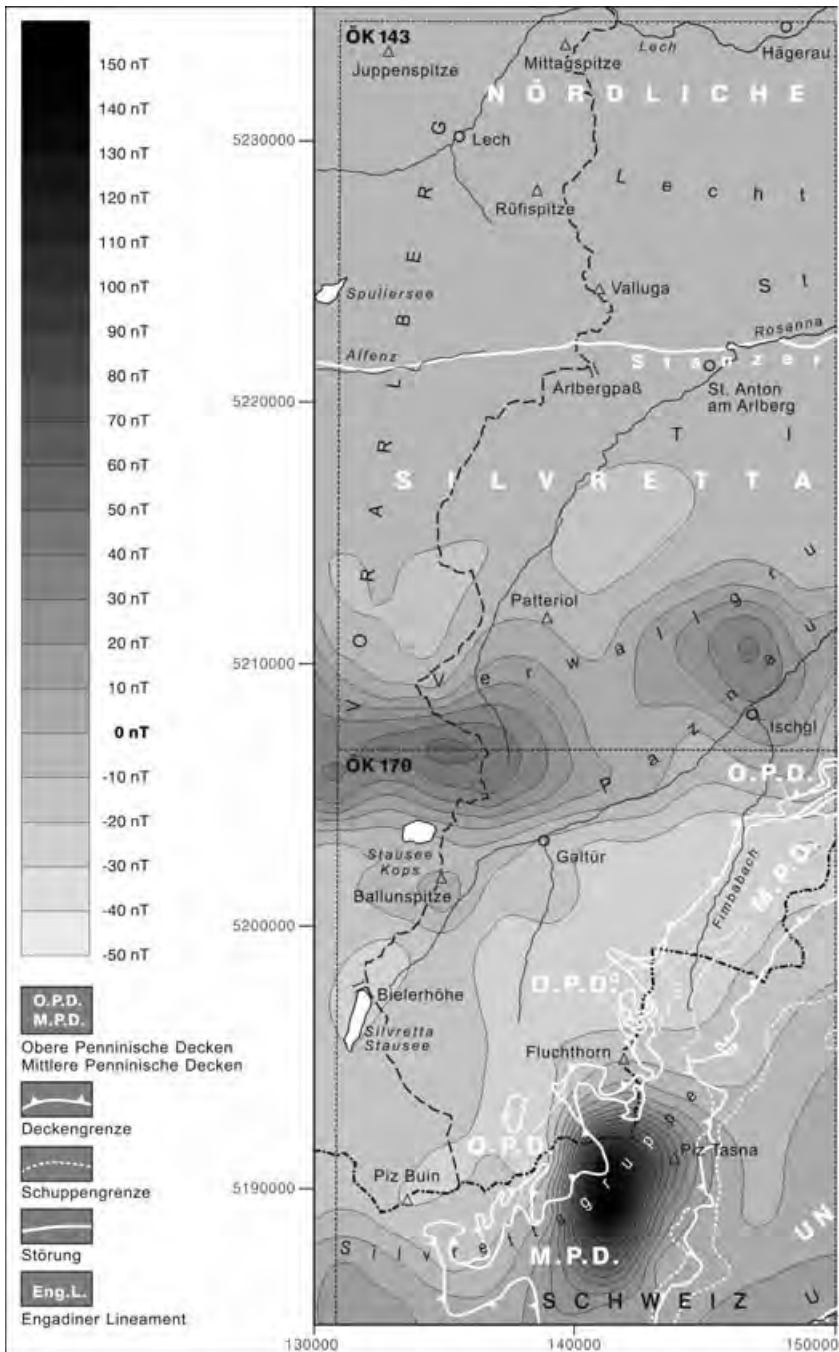
Im Schweizer Anteil des Silvretta-Kristallins finden sich Magnetit führende serpentinisierte Ultrabasite besonders innerhalb der Gruppe der Älteren Orthogneise, in assoziierten gabbroiden Gesteinen tritt hingegen Ilmenit als Fe-Mineralphase hervor (MAGETTI et al., 1990). In Eklogiten der Silvretta treten Ilmenit und Pyrit als Fe-Phasen auf, bei retrograder amphibolitfazialer Überprägung bildet sich daneben auch Magnetit (MAGETTI & GALETTI, 1988). Diabase des Silvretta-Kristallins stellen nur kleine Vorkommen dar und sind magnetisch nicht auffällig. In Diabasen wird Ilmenit als Fe-Oxidphase beschrieben (HELLERMANN, 1990).

Es besteht auch die Möglichkeit, dass die Anomalien im Bereich der Silvretta durch Störkörper bedingt sind, die im unterlagernden Penninikum liegen (HEINZ & SEIBERL, 1990). Die Interpretation durch HEINZ & SEIBERL (1990) erfolgte in Form einer relativ starren Typisierung magnetischer Anomaliegruppen (magnetische Fazies) bzw. deren Zuordnung zu tektonischen Großeinheiten, die heute eher kritisch betrachtet wird. Diese Interpretationsmöglichkeit wurde für das östlich anschließende Ötztal-Kristallin mittlerweile widerlegt (AHL & SLAPANSKY, 2003), allerdings bleibt zu bedenken, dass die Silvrettamasse wesentlich geringer mächtig ist als die nach AHL & SLAPANSKY (2003) mindestens 10 km mächtige Ötztalmasse, sodass die Interpretation von HEINZ & SEIBERL (1990) für die Silvretta durchaus zutreffen könnte.

Das Unterengadiner Fenster bildet in seiner NE-Hälfte ein relatives magnetisches Minimum mit überwiegend niedrigen Werten von ΔT und flachen Gradienten. Dieses Bild ändert sich im SW des Fensters total, mit dort z. T. sehr starken magnetischen Anomalien kurzer bis mittlerer Wellenlänge, deren Störkörper insbesondere in der Tasna-Decke liegen.

Die markanteste dieser Anomalien ist die mit >150 nT stärkste des Untersuchungsgebiets westlich des Kammes Piz Tasna – Piz Nair – Piz Minschun (GÜRLER & SCHMUTZ, 1995; OBERHAUSER et al., 2007). Es stehen hier Serpentine der Tasna-Decke (Zone von Ramosch) an, die W des Piz Nair mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen (GÜRLER & SCHMUTZ, 1995). Die Lage der Anomalie zeigt, dass der Hauptstörkörper in der westlichen Fortsetzung dieser gegen W einfallenden Gesteine liegt, und zwar recht nahe der Oberfläche, wie Wellenlänge und Amplitude der Anomalie erkennen lassen.

Kleinere, maximal einige Zehnermeter mächtige Vorkommen von an der Oberfläche anstehendem Serpentin westlich dieser Anomalie, wie z. B. im Val Tuoi, am Piz Urezzas und am Piz Urschai (GÜRLER & SCHMUTZ, 1995) treten im magnetischen Bild nicht in Erscheinung.



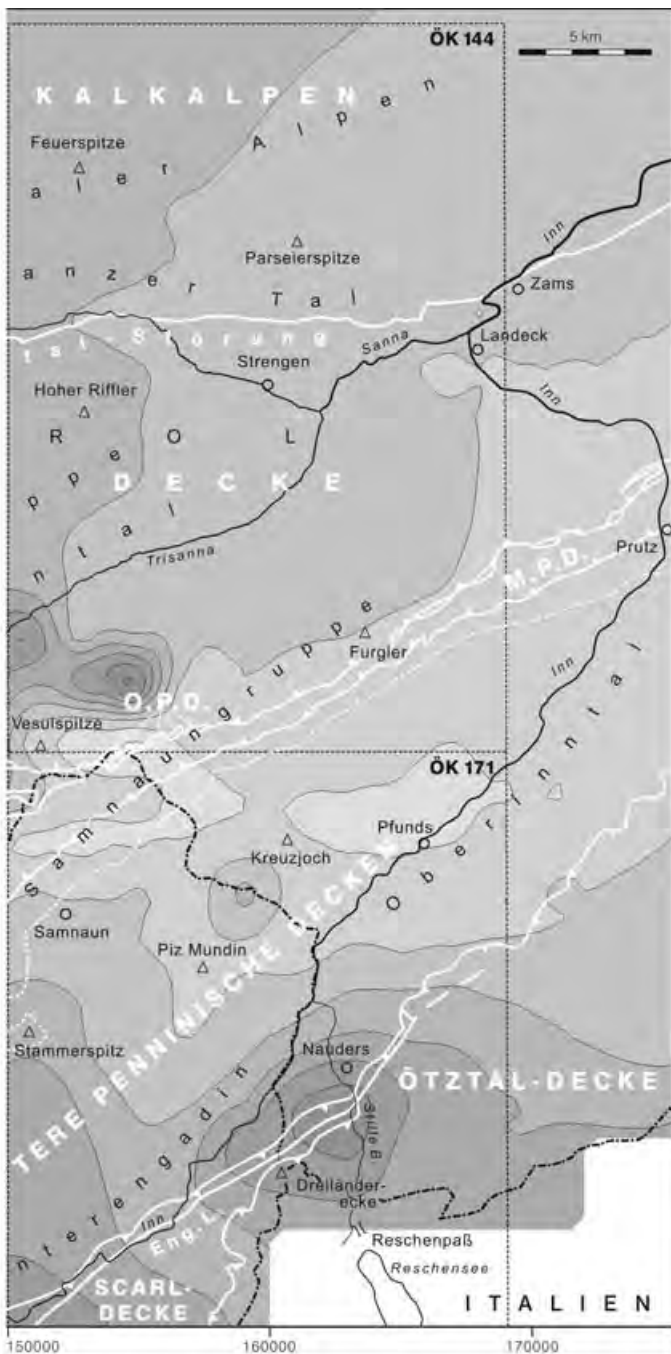


Abb. 32. Karte der Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT auf Kartenblatt ÖK 144 Landeck und seiner Umgebung (Kartenblätter ÖK 143, ÖK 170 und ÖK 171), basierend auf den Daten der AMVÖ. Die Isanomalien der magnetischen Totalintensität der Messhorizonte 3000 und 4000 m sind mit einem Isolinenabstand von 10 nT polreduziert und feldfortgesetzt auf den Horizont 4000 m dargestellt (Berechnung: A. AHL). Neben topographischen Anhaltspunkten (schwarz) sind die Begrenzungen der wichtigsten tektonischen Einheiten (weiß) eingetragen.

Dasselbe gilt für kleine Ophiolithschürflinge (verschiedene Metabasite und Serpentine), die innerhalb der Schichtfolgen der Pfundser Zone und der Fimber-Zone auftreten.

Am Ostrand des Unterengadiner Fensters tritt wiederum eine markante Anomalie auf, die auf den Ultramafitit von Nauders, ebenfalls in der Tasna-Decke gelegen, zu beziehen ist. Im Gegensatz zum Serpentin vom Piz Tasna und Piz Nair ist hier die Amplitude der magnetischen Anomalie mit max. etwa 30 nT aber deutlich geringer. Es handelt sich um nur teilweise bis nicht vollständig serpentinisierte Ultramafite meist Iherzolitischer Zusammensetzung. Chromspinell ist das überwiegende Fe-Oxidmineral (BERTLE, 2004a). Die größte Verbreitung des Ultrabasits zwischen Nauders und dem Dreiländereck entspricht auch der Lage des magnetischen Maximums. Gegen NE sind in tektonisch tieferen penninischen Decken geringmächtige Metabasite bekannt, die aber magnetisch nicht in Erscheinung treten. Gegen SW setzt sich der Ultrabasitkörper bis in den Bereich S und SW Scuol (bereits außerhalb der Karte Abb. 32) fort. Dort liegt eine markante magnetische Anomalie (s. Karte von WONIK & HAHN, 1989), die in Amplitude und Wellenlänge wohl der von Piz Tasna und Piz Nair vergleichbar ist. Die leicht erhöhte Magnetisierung am Südrand der Abb. 32 könnte einen Ausläufer dieser Anomalie darstellen.

Die Ursache für die nördlich anschließende deutliche Ausbuchtung der Isolinien im Bereich S der Stammerspitze ist allerdings unbekannt. Dasselbe gilt für die Anomalie NE des Piz Mundin direkt an der Staatsgrenze. Der verursachende Störkörper ist unbekannt. Die am Piz Mundin anstehenden metamorphen Basalte (HAMMER, 1923; BERTLE, 2004a) bewirken keine erkennbare magnetische Anomalie.

Der innerhalb der Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppenzone liegende markante Idalp-Ophiolith tritt magnetisch nur recht undeutlich in Erscheinung. Der insgesamt mehrere hundert Meter mächtige Ophiolith weist an der Basis 60 bis 80 m serpentinisierte Harzburgite auf, die kleine Einschlüsse von rhodinitisierten Metagabbros enthalten (HÖCK & KOLLER, 1987). Das wesentliche opake Oxidmineral ist stark oxidiertes Chromit, gut erhaltene Relikte des Ultramafitits lassen auf einen Oxidgehalt von 1 bis 2 % schließen (HÖCK & KOLLER, 1987). Olivin ist in magnetitdurchsetzten Chrysotil umgewandelt (DAURER, 1980). Die Gabbros der Ophiolithabfolge sind relativ arm an Fe-Oxiden, die in Titanit und Hämatit umgewandelt vorliegen (HÖCK & KOLLER, 1987), wobei auch öfters Rotfärbung des Gesteins durch Hämatit beobachtet wird (DAURER, 1977). Dies trifft auch für die Basalte des Ophioliths zu. Diese bereichsweise starke Oxidation der Gesteine ist möglicherweise das Resultat einer Ozeanbodenmetamorphose (HÖCK & KOLLER, 1987). Aufgrund dieser Oxidation dürften auch die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine der Ophiolithabfolge und somit auch die Magnetisierung derselben nicht allzu hoch sein.

Ein Vergleich der Ergebnisse der Magnetik in der Umgebung von Blatt 144 Landeck mit denen der Gravimetrie (BEV, 2006; MEURERS & RUESS, 2009) lässt keinerlei Parallelen erkennen. Die Magnetik wird durch relativ oberflächennahe Strukturen dominiert, während die Gravimetrie Strukturen der tieferen Kruste widerspiegelt.

11. Mineralische Rohstoffe

SCHEDL, A. & HEINRICH, M.

11.1. Industriemineraie, Steine und Erden

11.1.1. Industriemineraie

Als basalste Bildung der Trias-Karbonatabfolge treten an einigen Stellen des Kartenblattes untertriadische Evaporite der Reichenhall-Formation (54) auf. Diese Gipsvorkommen sind meist kleinräumig und rohstoffwirtschaftlich durchwegs unbedeutend. Der Abbau von Gips ist lediglich im Bereich eines kleinen Steinbruchs nordwestlich von Grins dokumentiert.

11.1.2. Lockergesteine

Lockergesteinsabbau von regionaler bis überregionaler Bedeutung findet zeitweilig aus dem großen Geschiebe- und Lawinerückhaltebecken (3, 9) Gridlontobel bei Pettneu im Stanzertal statt. Das ist der einzige Abbaustandort auf Blatt ÖK 144 Landeck, der auch im „Gesteinsabbaukonzept Tirol“ (KNOFLACH & SEILER, 2004) Erwähnung findet. Diskontinuierlich sammelt sich aus dem vorwiegend kalkalpinen Einzugsgebiet kantiges bis kantengerundetes Gesteinsmaterial aller Korngrößenfraktionen an. Steine und Blöcke finden im Wasserbau Verwendung. Am Standort befindet sich aber auch eine Aufbereitung mit Sieb-, Wasch- und Brecheranlage. Produziert werden gewaschene Edelsplittkörnungen und Frostschutzmaterial. Das angeschlossene Betonwerk wird zeitweilig aus dem Bezirk Imst mit Rohstoffen versorgt. Weitere Murenkegel (5) mit nutzbaren Kiesen, Schutt und Blöcken aus kalkalpinem Gesteinsmaterial liegen Richtung Schnann und Flirsch. Sie wurden von MOSTLER et al. (1988) im Bezug auf Nutzungsmöglichkeiten für lokalen Bedarf untersucht. Knapp am östlichen Blattrand liegt der Murenkegel von Lötz mit vorwiegend Dolomit des Hauptdolomits im Einzugsgebiet. Zeitweilig findet hier Geschiebebaggerung in kleinem Maßstab aus dem Lochbach statt.

In den spätglazialen Eisrand-Staukörper-Sedimenten (18) bei Bruggen wurden früher für den lokalen Bedarf Kiese und Sande abgebaut und nordöstlich Grins lag ein Abbau in umgelagerter und mit Hangschutt (9) vermischter Moräne.

Im Einzugsgebiet des Silvretta-Kristallins werden bei Nederle zeitweilig Kiese und Sande aus der Trisanna (2) gebaggert und lokal als Betonzuschlagstoffe eingesetzt. Eine alte Abbaustelle für Lockermaterial liegt unweit nordöstlich im Hangschutt bzw. Schwemmkegel (5, 9) südlich Sinsen. Ein kleiner Abbau im Hangschutt (9) war Anfang der 1980er Jahre östlich der Komperdellalpe in der Pfundser Zone aktiv (PLÖTZ & RÜTER, 1980).

Nutzbare Tonvorkommen für keramische Produkte sind aus dem Areal des Kartenblattes nicht bekannt. Auf der Suche nach potenziellen Deponiestandorten wurde ein Moränenvorkommen (22) südlich Tobadill und der Eisrandstaukörper (18) westlich Bruggen untersucht (BALOGH et al., 1991).

11.1.3. Festgesteine

Auf Blatt ÖK 144 Landeck ist kein Festgesteinsabbau mehr in Betrieb, wohl aber sind historische Nutzungen bekannt.

Unter dem Namen Flirscher Brockenmarmor oder Flirscher Buntantik wurden früher Bergsturzböcke der jurassischen Brekzie (35, 37), die am westlichen Kamm der Eisenspitze ansteht, von den Steinmetzen verarbeitet. Das Dekorstein-Vor-

kommen der polymikten, matrixarmen und sehr gut polierfähigen Brekzie wurde von KRAINER et al. (1985) untersucht, ein Abbau im anstehenden Bereich aber ausgeschlossen und größere Mengen an Blöcken fast nur noch an unzugänglichen Positionen gefunden.

Bei Flirsch soll auch Kreideschiefer (29) gebrochen und in die Landeshauptstadt als Dachschiefer geliefert worden sein (v. KLEBELSBERG, 1935; PFAUNDLER-SPAT, 2005).

Bausteine wurden aus der leicht bearbeitbaren, wetterbeständigen Rauwacke der Reichenhall-Formation (54) im Graben nördlich Pettneu und beim Gipsabbau Wildbad nordwestlich Grins gewonnen. Zu dem Abbau bei Pettneu geben HANISCH & SCHMID (1901) als Verwendungsbeispiele das Stationsgebäude in Pettneu und weitere Bahngebäude der Arlbergbahn an.

Noch bis in die 1980er Jahre wurden die hellen, permischen Quarzite bzw. Sandsteine des Alpenen Verrucano (55, 56), die östlich Flirsch anstehen und häufig aufgelockert sind, als Verputzmaterial im lokalen Hausbau und als Reibsand verwendet. Zu dem Vorkommen bei Flirsch-Kohlwald und zu einem weiteren, südlich Pettneu, liegen unveröffentlichte Untersuchungen von SCHMIDEGG (1946, 1947) vor. Neuere Bearbeitungen wurden im Zuge der Rohstoffpotenzial-Erfassung Raum Imst – Arlberg (ACHTNICH et al., 1985; MOSTLER et al., 1988) vorgenommen. Es wurden aber keine Empfehlungen zur Rohstoffsicherung abgegeben.

Im Silvretta-Kristallin liegen aufgelassene Steinbrüche im Paznauntal bei Labebne-Moos, wo Hornblende-Plagioklasgneis (77) abgebaut wurde, und im Knollkopfgneis (81) am westlichen Blattrand. Beide Gesteine wurden für den Forststraßen- und Wegebau genutzt.

11.2. Erze

In den unterschiedlichen tektonischen und lithologischen Einheiten des Kartenblattes befindet sich eine Reihe von Erzvorkommen und -lagerstätten mit variabler Genese und Wertstoffzusammensetzung. Aus rohstoffwirtschaftlicher Sicht besitzen die meisten dieser Lagerstätten und Vorkommen keine besondere Bedeutung und sind lediglich von lokalem historischem bzw. wissenschaftlichem Interesse.

Die historischen Bergbaue des Arbeitsgebietes wurden bereits in unterschiedlichem Umfang in älteren monographischen Bearbeitungen abgehandelt (ISSERGAUDENTENTHURM, 1888; WOLFSKRON, 1903; GASSER, 1913; SRBIK, 1929; KLEBELSBERG, 1935, 1939). Moderne Übersichtsarbeiten zu den wesentlichen Lagerstätten des Blattes ÖK 144 Landeck stammen von MUTSCHLECHNER (1956), MATTHIAS (1961), VOHRZYKA (1968), SCHULZ & BRIGO (1977), VAVTAR (1988) und HADITSCH (1995). Eine detaillierte GIS-gestützte Erhebung und Dokumentation der Bergbaue des Kartenblattes erfolgte im Rahmen des bundesweiten Bergbau-/Haldenkatasters (SCHEDL et al., 1997). Mit der „Metallogenetischen Karte von Österreich“ und dem dazugehörigen „Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs“ (WEBER et al., 1997) liegt schließlich eine moderne systematische Gesamtübersicht auch der Lagerstätten und Vorkommen im Areal des Kartenblattes vor.

11.2.1. Unterengadiner Fenster

Innerhalb der Bündnerschiefer (108) der Pfundser Zone kommt es lokal begrenzt zu kleineren Metallanreicherungen in Phylliten und Quarzphylliten. Zu diesem Vererzungstypus zählt die polymetallische Kiesvererzung im Bereich des Heuberges, die sich im Wesentlichen aus Chalkopyrit, Galenit und Arsenopyrit zusammensetzt und Gegenstand eines kurzlebigen Bergbaues war.

In der Fimber-Zone befinden sich einige wenige stratiforme Erzanreicherungen, zumeist in Form komplexer Cu-Mineralisationen. Träger der Vererzung sind hier feinkörnige Eisendolomite (101), die schollenartig in unterpermischen klastischen Sedimentgesteinen eingeschaltet sind. Von bergwirtschaftlicher Bedeutung war in Vergangenheit lediglich die Lagerstätte Rotenstein bei Serfaus. Die Erz führende Eisendolomitscholle dieser Lagerstätte (250x120 m, Mächtigkeit mindestens 150 m) enthält fünf gangähnliche, durchschnittlich 2 m mächtige erzimprägnierte Zonen mit teilweise variierenden Sulfidkomponenten (HORVATH, 1926; MUTSCHLECHNER, 1956; UCIK, 1993). Als Hauptgemengteile dieser Sulfidvererzung treten vor allem Fahlerz (Tetraedrit), Pyrit und Chalkopyrit auf. Die Gangart setzt sich vorwiegend aus Quarz, Dolomit und Eisenkarbonaten zusammen. Das Fahlerz von Rotenstein enthält außer Antimon, Silber und Arsen bereichsweise auch Quecksilber.

Nach ISSER-GAUDENTENTHURM (1888) bestand bereits im 15. Jh. ein reger Bergbaubetrieb. Der Bergbau war bis Anfang des 17. Jahrhunderts im Besitz der Urgentaler Gewerkschaft. Bergbauliche Aktivitäten in unterschiedlichem Ausmaß sind bis Anfang des 19. Jahrhunderts dokumentiert. Im Zeitraum 1839–1845 fanden erfolglose Wiedergewältigungsversuche durch den Geognostisch-montanistischen Verein statt, der mit bergmännischen Untersuchungen im Oberinntal beauftragt war. In den Jahren 1916–1926 war die Rotensteiner Gewerkschaft der letzte Betreiber des Bergbaues.

Eine kleinere Lagerstätte ähnlichen Typs und ähnlicher Mineralisation findet man auch im Bereich der Masneralm, nordwestlich von Pfunds. Diese Vererzung wurde im 16. Jahrhundert durch zwei Stollen untersucht. Die letzten erfolglosen Schurfversuche datieren mit 1850 (MUTSCHLECHNER, 1956).

11.2.2. Silvretta-Decke

Die Gesteinskomplexe der Silvretta-Decke sind im Bereich des Kartenblattes nur vereinzelt Trägergestein für kleindimensionierte Erzmineralisationen. Die vor allem in phyllonitischen Glimmerschiefern, Albitblastenschiefern und Plagioklasgneisen (66, 68, 77) auftretenden Cu-Fe-Vererzungen stellen lagerförmige, s-parallele, variszisch metamorphosierte und postkristallin durchbewegte Erzlager dar, die als syngenetische, prävariszische Metallanreicherungen interpretiert werden (VAVTAR, 1988). Die Hauptvererzung setzt sich bei der überwiegenden Zahl der Vorkommen (Wiesberg, Zappenhof Hintergiggel, Gigglerobel, Thialbach, Flathbach, Schloss Landeck, Gigglerberg-Vorgiggel) aus Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin zusammen. Bei den Vorkommen Thialkopf-Nord, Thialkopf-Kamm-Zirbenegg, Thialkopf-Zirbeneck-Kapelle Urgtal – Fließ Ochsentalpe und Flath Alpe tritt in wechselnden Verhältnissen auch Fahlerz (Tetraedrit), Arsenkies und Zinkblende in Erscheinung.

Montanhistorisch dürfte die Mehrzahl dieser Bergbaue in das 16.–17. Jahrhundert, teilweise auch in das 18. Jahrhundert einzuordnen sein. Genauere historische Daten fehlen jedoch zumeist.

11.2.3. Nördliche Kalkalpen

Die Erzführung im Bereich der Nördlichen Kalkalpen ist vorwiegend auf das Verbreitungsgebiet der postvariszischen Transgressionsserien des Permoskyths beschränkt, und findet sich auch in den permischen Metasedimenten der Zone von Puschlin.

Im Alpinen Verrucano (56) treten bei Flirsch und im Lattenbachtobel Fahlerzmineralisationen auf, die allerdings im Gegensatz zu jenen des Alpinen Buntsandsteins (55) kluffförmiger Natur sind. Die Vererzung ist offensichtlich sehr absetzig

und besteht aus Fahlerz, Chalkosin, Bornit, Chalkopyrit, Neodigenit, Covellin, Baryt, Siderit, Malachit, Azurit und Limonit (HADITSCH & KRAINER, 1993). Die Vorkommen Urgtal-Landecker Schihütte und Kellerle (mit höherem Sideritanteil) sind gleichen Typs, befinden sich aber in Verrucanoschuppen der Zone von Puschlin. Im Alpenen Buntsandstein (55) des Stanzertales sind an mehreren Stellen (Flirischer Schihütte, Rammlestobel, Pettneu – Strohsack) disseminierte Fahlerzvererzungen bekannt. Nach HADITSCH & KRAINER (1993) treten diese disseminierten Fahlerzminerale nur im weißen Quarzit auf, der am Top der Hangenden Quarzitserie im roten Quarzit eingeschaltet ist und sich mit diesem verzahnt. An Erzmineraleisierungen wurden bisher Tetraedrit, Chalkopyrit, Bornit, Pyrit und als Gangart Quarz beschrieben.

Innerhalb der Karbonate der Nördlichen Kalkalpen sind nur wenige Punkte mit Erzmineraleisierungen bekannt. Am Bedeutendsten sind dabei die beiden hochalpinen Mangan-Lagerstätten Eisenspitze und Dawinalpe. Die in diesen Gebieten auftretenden Lias-Fleckenmergel (35, 36) enthalten in den mittleren bis oberen Horizonten charakteristische Manganerz führende Lagen. Die Manganerze treten in Form stratiformer Rhodochrosit-Pyritlager auf. Aufgrund des Nachweises von Seladonit und der durchwegs schichtigen Mn-Anreicherung mit Sedimentgefügen wird auf eine submarine vulkanosedimentäre Lagerstättenbildung geschlossen (GERMANN & WALDVOGEL, 1971; GERMANN, 1972). Die Erzlager sind auf ca. 2,5 km im Streichen bekannt. Die Formationsmächtigkeit beträgt zwischen 10 und 25 m, wobei die eigentlichen Erzlager 2–3 m mächtig sind. Die Nutzung der Lagerstätte ging über das Stadium von Schurfversuchen nicht hinaus. Im Jahr 1954 wurden in einem Tagbau nördlich der Dawinalpe für einen Großversuch 300 t Manganschiefer durch die Ferro-Mangan GesmbH (Reutte) gewonnen (MUTSCHLECHNER, 1956).

Die ältere montangeologische Literatur (ISSER-GAUDENTENTHURM, 1888; SRBIK, 1929; KLEBELSBERG, 1939) erwähnt im Hauptdolomit (43) der westlichen Lechtaler Alpen eine Reihe von mittelalterlichen Pb-Zn-Bergbauen, die aber alle im Gelände nicht mehr verifizierbar sind. Im Bereich des Kartenblattes zählt dazu auch der Bergbau Alperschon-Knappenböden.

12. Ausgewählte Exkursionen

GRUBER, A., HAUSER, Ch., KRAINER, K., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. & UCIK, F.H.

Anlässlich der Arbeitstagung 1993 „Geologie des Oberinntaler Raumes“ wurde ein Tagungsband von der Geologischen Bundesanstalt veröffentlicht (HAUSER & NOWOTNY, 1993), der unter anderem mehrere detailliert beschriebene Exkursionsrouten auf dem Kartenblatt GÖK 144 Landeck enthält. Im Nachfolgenden sind einige dieser Exkursionen verkürzt wiedergegeben und einige zusätzliche Haltepunkte angeführt.

12.1. Vom Unterengadiner Fenster in den zentralen Teil der Silvretta-Decke

Der Ausgangspunkt dieser Exkursion ist der WSW des Kölner Hauses gelegene Lazidkopf (2346 m). Man erreicht diesen von Serfaus aus mit der Komperdellbahn. Die Exkursion vermittelt Einblicke in die penninischen Lithologien des Unterengadiner Fensters, weiters präsentiert sie die eindrucksvolle Überschiebungslinie der Silvretta-Decke auf das Unterengadiner Fenster und schließlich die von einer amphibolitfazialen vormesozoischen Metamorphose geprägten Gesteine des Silvretta-Kristallins (= Silvretta-Komplex). Die Exkursionsroute verläuft über wei-

ten Strecken entlang eines Weges, der vom Lazidkopf über die Böderköpfe, die Scheid, den Tieftalsee zum Gipfel des Furgler (3004 m) führt. Der Abstieg erfolgt über das Furglerjoch (2748 m) zum Furglersee und danach über das Lausbachtal zurück zum Kölner Haus bzw. zur Mittelstation der Komperdellbahn.

Der Lazidkopf liegt in der Zone von Roz – Champatsch – Pezid, die zu den Unteren Penninischen Decken gezählt wird (s. Kapitel 5.1.1.). Rund 500 m östlich des Lazid Kopfs befinden sich mehrere Vorkommen Bunter Bündnerschiefer (103). Diese enthalten bereichsweise Lagen mit blassbunten Phylliten (107), grobsandigen bis feinbrekziösen Schiefern (104) und fallweise auch eingesedimentierte Grobblöcke (Olistolithe). Westlich des Lazidkopfs entlang des Weges zu den Böderköpfen quert man mehrere Gesteinszüge Grauer Bündnerschiefer (108), die bereichsweise Mikrobrekzien-Lagen (110) führen und danach wiederum Bunte Bündnerschiefer (103). Kurz vor der Scheid (2429 m) erreicht man die Basis der Zone von Prutz (Mittlere Penninische Decken) mit mächtigem Ladiser Quarzit, Alpinem Verrucano bzw. paläozoischem Phyllit (100) und mit Eisendolomitschollen (101). Oberhalb der Scheid folgen Höhere Flyschschiefer (89) mit groben Brekzien (91), mehrere Lagen von Neokomschiefern (94) und eingeschuppten Ladi- ser Quarziten (100).

Darüber in ca. 2600 m SH erreicht man den Überschiebungsrand der Silvretta-Decke. Im gesamten Überschiebungsbereich sind die Gesteine der Silvretta-Decke stark vergrünt und enthalten neben den Pseudotachyliten etliche Vorkommen von Myloniten und Ultramyloniten (119). Ein oberhalb des Weges am SE-Grat des Furgler gelegener Haltepunkt (WGS 84 47°02'11" N, 10°31'25" E, ca. 2680 m SH) zeigt besonders eindrucksvoll die Ausbildung der Pseudotachylite (119). Diese treten hier innerhalb von Amphiboliten (77) auf. Die Pseudotachylite enthalten Schollen von ± mylonisiertem Amphibolit, Paragneis und reichlich Orthogneis (Augengneis; 79). Andere Vorkommen sind in den Zweiglimmerschiefern bis Paragneisen (72) zu finden. Am weiteren Aufstieg entlang des Weges über den Tieftalsee zum Furgler lassen sich die typischen Gesteine der Silvretta-Decke, die von einer voralpinen amphibolitfaziellen Metamorphose geprägt wurden (= Silvretta-Komplex; s. Kapitel 5.2.2.1.), studieren. Es sind vor allem Paragneise (73), die bereichsweise Einschaltungen von Amphibolit (77) und Pegmatit (63) aufweisen. Beim Tieftalsee quert man ein mehrere Zehnermeter mächtiges Augengneis-Vorkommen (79) und erreicht schließlich den Gipfel des Furgler, der einen weiten Rundblick auf die eindrucksvolle Hochgebirgslandschaft ermöglicht. Am Abstieg über den Furglersee in Richtung Kölner Haus erreicht man am östlichen Ende des Glockhauserkares in 2320 m SH unmittelbar im Liegenden der Silvretta-Decke (WGS 84 47°02'48" N, 10°32'22" E) Dolomite (84) und Quarzite (85), die zu den Subsivrettiden Schollen (s. Kapitel 5.2.1.) gehören.

Entlang des Weges folgen Neokomschiefer (94) und Höhere Flyschschiefer (89). Nach einem längeren Abstieg über wegloses Gelände vorbei an der Kerbhütte erreicht man im Lausbachtal das große Eisendolomitvorkommen (101) (WGS 84 47°02'25" N, 10°32'44" E; ca. 2120 m SH) mit dem historischen Bergbau Rotenstein (s. Kapitel 11.2.1.). Von hier führt ein Weg zum Kölner Haus und zur Mittelstation der Komperdellbahn, die man in ca. 15 Minuten erreichen kann.

12.2. Die Venet-Antiform im Bereich von Landeck

Die nachfolgend beschriebene Exkursionsroute vermittelt einen informativen Überblick über den tektonischen Bau und die Gesteine des am schwächsten metamorphen nördlichen Teils der Silvretta-Decke, der seit langer Zeit unter dem tektonischen Begriff Landecker Phyllitgneiszone bekannt ist (s. 5.2.2.). Die variszische

Metamorphose reicht in diesem Profil von der Grünschieferfazies über die Grünschiefer-Amphibolit-Übergangsfazies bis gerade noch in den Druck-/Temperaturbereich der Amphibolitfazies. Durch eoalpine und alpine tektonische Vorgänge, in die die Silvretta-Decke einbezogen war, wurden Gesteine des Nordrandes der Decke abschnittsweise und in unterschiedlichem Maß verfaultet, zerschert und phyllonitisiert (s. Kapitel 5.2.2.). Eine eoalpidische grünschieferfazielle Überprägung verursacht in vielen Gesteinen der Landecker Phyllitgneiszone eine durchgreifende Diaphthoresis (diese Gesteine wurden von den Autoren dieses Heftes als Venet-Komplex zusammengefasst; s. Kapitel 5.2.2.1.). Die Exkursionsroute orientiert sich am Profilschnitt, der in Abb. 33 dargestellt ist. Sie verläuft in einigen Abschnitten auch am benachbarten Kartenblatt ÖK 145 Imst.

Im nördlichsten Teil der Silvretta-Decke unmittelbar an der Basis der Nördlichen Kalkalpen treten grünschieferfaziel, prograd metamorphe, helle (granatfreie) Phyllite (65) auf, die von den Autoren dieses Heftes Landeck-Phyllit (s. Kapitel 5.2.2.1.) benannt

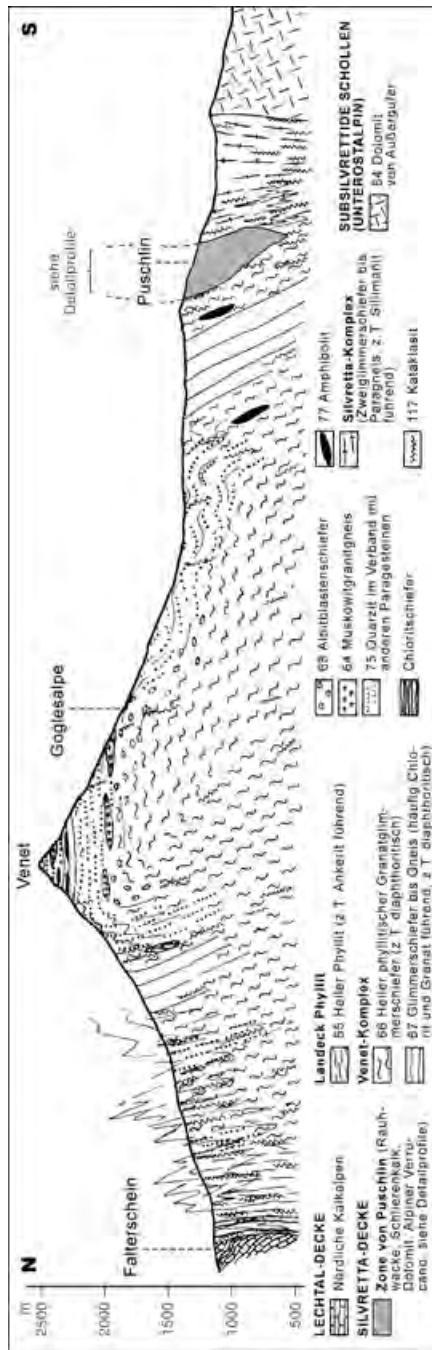


Abb. 33. Das Profil durch den NE-Teil der Silvretta-Decke zeigt zwischen Falterseein und Puschlin die großmaßstäbige, alpidisch gebildete Antiform des Venet-Komplexes. Aufgenommen von M. ROCKENSCHAUB (1990).

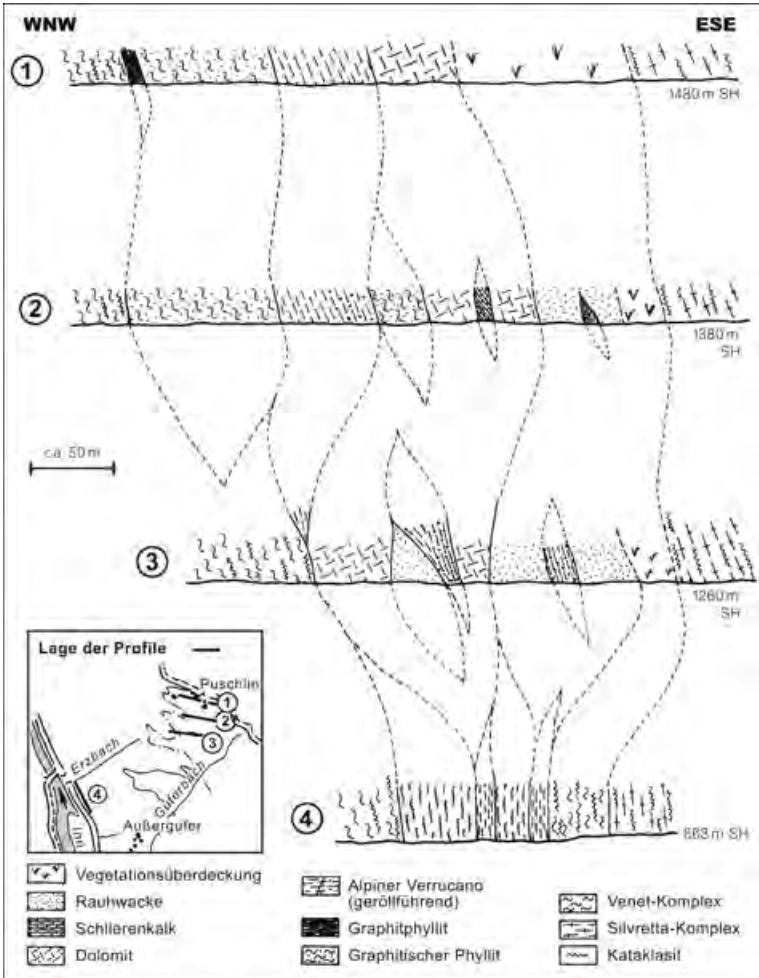


Abb. 34.

Profilserie durch die Zone von Puschlin.

Die alpidisch stark tektonisierten und schwach metamorph überprägten (?oberkarbonen) permomesozoischen Gesteine dieser Zone liegen in Form isolierter Linsen vor, deren stratigraphischer Zusammenhang verloren ging.

Aufgenommen von M. ROCKENSCHAUB (1990).

wurden. Sie können am aktuellen Kartenblatt im Gebiet um Stanz oder am benachbarten Kartenblatt ÖK 145 Imst südlich von Falterschein (s. Abb. 20) eingehend studiert werden. Nach Süden hin nimmt die Intensität der variszischen Metamorphose zu und es folgen helle, bereichsweise phyllonitische Granatglimmerschiefer (66), mit quarzitischen Partien (75), die im Bereich zwischen dem Schloss Landeck und der Kirche von Landeck beobachtet werden können. Als Exkursionspunkt empfehlen sich unmittelbar südöstlich der Kirche von Landeck gelegene Aufschlüsse (WGS 84 47°08'12" N, 10°34'11" E). Der Mineralbestand

dieser Metasedimente kann mit Quarz, Hellglimmer, Chlorit, \pm Biotit, \pm Granat, \pm Feldspat, \pm Karbonat angegeben werden. Der Granat ist teilweise chloritisiert bzw. serizitisiert, der Biotit ist durchwegs chloritisiert. Bei der Landecker Kirche sind auch Diabasgänge aufgeschlossen, in denen alpidischer Stilpnomelan nachgewiesen wurde (RAMMELMEIER, 1981). Typisch für diesen Abschnitt sind Brandenzonen, in denen sich immer wieder Spuren alter Schurfe finden (s. Kapitel 11.). Hingewiesen sei hier auch auf die großen Massenbewegungen in den Talflanken des Perfuchsbergs westlich des Inn. Zahlreiche hangparallele Zerrspalten, Berg- und Felsstürze sowie im Verband verrutschte Felsmassen prägen diese Hänge, die in Kapitel 9. und im Rahmen der Exkursion 12.3. näher beschrieben werden.

Die tektonische Struktur dieses Abschnitts der Landecker Phyllitgneiszone wird von einer den ganzen Venet umfassenden Antiform geprägt (s. Abb. 33), deren Achse ca. WNW-ESE streicht. Der Kern der Antiform ist im Inntal etwa im Bereich zwischen Urgen und Nesselgarten aufgeschlossen. Die zweitgenannte Lokalität empfiehlt sich als Exkursionspunkt (WGS 84 47°07'04" N, 10°36'49" E; ca. 850 m SH). In diesem Abschnitt sind die hellen Granatglimmerschiefer (66) intern kaum verfaltet und fallen steil nach S ein. Auf ihren Schieferungsflächen erkennt man viele ca. 0,5 bis 1 cm große, randlich grün erscheinende (chloritisierte) Granate. Dünnschliffuntersuchungen zeigten, dass deren Kerne weitgehend in Chlorit und Serizit umgewandelt wurden. Chloritoid tritt als alpidisch syn- und postkinematisch gebildeter Porphyroblast auf (Fototafel Abb. XXIII, XXIV). In geschonten Bereichen konnte eine ältere Chloritoid-Generation als (variszischer) Einschluss im Granat gefunden werden (ROCKENSCHAUB et al., 1983). Darüber hinaus beschrieben bereits HOERNES & PURTSCHELLER (1970) bei Urgen reliktsch erhaltenen, variszischen Staurolith. Dies zeigt, dass hier im Inntal (im Kern der Antiform) gerade der Beginn der variszischen Amphibolitfazies erschlossen ist, während gegen das Hangende die voralpine Granat-/Biotitzone folgt. Alle variszischen Paragenesen wurden eoalpin grünschieferfaziell überprägt und diaphthoritisiert.

Die Venet-Antiform wird im Süden durch die Zone von Puschlin (s. Kapitel 5.2.2.2.) begrenzt. Diese dürfte ursprünglich als eine südlich an die Venet-Antiform anschließende Synform angelegt worden sein, wurde aber im Zuge der zunehmenden Deformation vollkommen zerschert. Heute kommen die Gesteine dieser Zone nur mehr in unzusammenhängenden, meist linsigen Aufschlüssen vor (s. Abb. 34). Es treten Linsen von Graphitphyllit (möglicherweise Karbon), Alpinem Verrucano (60) (grünliche, weiße und violette Serizitschiefer, Serizitquarzite, Quarzkonglomerate) sowie von Rauwacke, Tonschiefer, Dolomit (59) und Kalkmarmor (60) der Trias auf. Gut zugängliche Aufschlüsse finden sich am Kartenblatt ÖK 145 Imst SW des Weilers Puschlin (1475 m) und im Bereich des Hanges neben der Reschenbundesstraße (B 180), die südlich der Pontlatzer Brücke den Erzbach quert (WGS 84 47°06'18" N, 10°39'48" E). Für das Verständnis der tektonischen und metamorphen Entwicklungsgeschichte dieses Gebiets ist es wichtig zu wissen, dass nicht nur die Gesteine des Venet-Komplexes von einer grünschieferfaziellen alpinen Metamorphose erfasst wurden (s. oben), sondern auch die siliziklastischen permotriassischen Gesteine der Zone von Puschlin. Dies belegt beispielsweise der im Bereich des Urgtals in diesen Gesteinen gefundene eoalpidisch gebildete Chloritoid (AMANN, 1985).

Alle südlich der Zone von Puschlin gelegenen Teile der Silvretta-Decke gehören dem amphibolitfaziell metamorphen Bereich des Silvretta-Kristallins (= Silvretta-Komplex; s. Kapitel 5.2.2.1.) an, in welchem Staurolith und Sillimanit verbreitet sind. Sie wurden im Rahmen der Exkursion 12.1. (s. oben) bereits vorgestellt.

Im Anschluss an die im Inntal gelegenen Exkursionspunkte empfiehlt sich, exzellentes Bergwetter vorausgesetzt, eine Fahrt mit der Venetbahn von Zams auf den Krahberg (2208 m). Vom Krahberg oder vom Gipfel der nahen Glanderspitze (2512 m) sieht man weite Teile der hochalpinen Landschaft, die das Kartenblatt GÖK 144 Landeck bestimmen (s. Falttafel 1). Der Abstieg vom Venet in Richtung Goglesalpe ermöglicht noch den Besuch jener oberordovizischen Muskowitgranitgneisvorkommen (64) (WGS 84 47°08'14" N, 10°39'21" E, SH 2000 m), die durch Einzelzirkonatierungen (ca. 460 Ma) eingestuft wurden (ROCKENSCHAUB, pers. Mitt.). Von hier führt ein Weg zur Bergstation der Venetbahn zurück.

12.3. Die nördlichen Anteile der Silvretta-Decke und der Südrand der Nördlichen Kalkalpen

Dieser Exkursionsvorschlag vermittelt einen geologischen Querschnitt des Grenzbereiches Lechtal-Decke – Silvretta-Decke (Stratigraphie, Strukturgeologie und Massenbewegungen). Im Bereich des Stanzertales zwischen Tobadill (im E) und Schnann (im W) werden Straßen- und Wegaufschlüsse, Aussichtspunkte und 2 kurze Klammwanderungen in die Lechtaler Alpen beschrieben. Die Exkursion beginnt auf der Hochfläche von Tobadill mit einem geologischen, strukturgeologischen und ingenieurgeologischen Überblick auf die Südseite der Lechtaler Alpen, auf die östliche Verwallgruppe und auf das darunter liegende Stanzertal: Man gewinnt Eindrücke von der großen Störungszone zwischen Nördlichen Kalkalpen und Silvretta-Decke (Stanzertal-Störung) und von den großen Massenbewegungen (Perfuchsberg, Zintlwald, Lattenbach). Bei Tobadill, Quadratsch/Grins und an der Arlbergbundesstraße bei Strengen können im Detail die Gesteine des Venet-Komplexes, die Venet-Antiform sowie Massenbewegungsphänomene studiert werden. Bei Grins stehen glazialgeologische Themen zur Diskussion. Im Grießbach bei Flirsch und in der Schnanner Klamm wird die permotriassische Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen besprochen.

Der Rundblick von Tobadill (s. Falttafel 6) umfasst die gewaltige Kalk- und Dolomitmauer der südlichen Lechtaler Alpen mit der 3036 m hohen Parseierspitze als zentralem Gipfel dieses Abschnitts der Lechtal-Decke, die – durch eine breite talparallele Störungszone (Stanzertal-Störung) getrennt – kontrastreich zum sanften Wald- und Wiesengelände darunter aufragen. Letzteres besteht aus den leicht verwitternden Gesteinen des Landeck-Phyllits und des Venet-Komplexes (Silvretta-Decke, s. Exkursion 12.2). Dieser lithologisch und tektonisch labile Grenzbereich ist durch ausgedehnte Massenbewegungen (Lattenbach, Zintlwald, Quadratsch) gekennzeichnet (s. Kapitel 9. und unten). Besonders eindrücklich ist der weithin sichtbare Wettersteinkalkabbruch der Weißen Riefe, die zu einem großen Talzuschub im Lattenbach gehört (s. Abb. 28). Die Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen fällt steil nach Norden bis invers nach Süden ein; sie reicht hier vom Alpinen Verrucano (56) bis zur Ammergau-Formation (31), wobei manche Schichtglieder tektonisch stark reduziert sind (s. Kapitel 5.2.3.). Der Hauptdolomit ist besonders mächtig entwickelt und lässt sich im Gelände in Unteren, Mittleren und Oberen gliedern (43–47). Die Hauptgipfel Parseierspitze, Dawinkopf und Gatschkopf sind aus Allgäu- (33), Ruhpolding- (32) und Ammergau-Formation (31) aufgebaut. Die benachbarten Berge (Rauer Kopf, Wannenkopf, Blankahorn, Stertekopf) bestehen aus Hauptdolomit und Oberhätalk (39). Die Hauptmasse der Stanzer Mittelgebirgsterrasse wird aus phyllitischen Granatglimmerschiefern (66) und hellen Phylliten (65) aufgebaut.

Der westliche Teil des Panoramas umfasst die Verwallgruppe mit dem mächtigen vergletscherten Hohen Riffler (3168 m). Das Gebiet um die Pezinerspitze (2550 m) wird von Muskowitgranitgneisen (64), phyllitischen Granatglimmerschiefern (66),

Zweiglimmerschiefern (69) und Amphiboliten (77) aufgebaut. Das Hohe-Riffler-Massiv besteht aus Biotitgranitgneisen (79), untergeordnet aus hellen Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern (70) und Albitblastenschiefern (68). An den steilen Nordhängen zum Stanzertal wechsellagern phyllitische Granatglimmerschiefer (66) mit Quarziten (75).

Im Umkreis von Tobadill finden sich E-W-streichende, lichtgraue, seidig glänzende phyllitische Granatglimmerschiefer (66). Sie führen u. a. millimetergroße Feldspatknotten, Biotite und Granate, die jedoch häufig retrograd in Chlorit bzw. Serizit umgewandelt wurden (Diaphthorese). Die nähere Umgebung von Tobadill und Ruetzen und die Abhänge nach Pians sind durch eindruckliche Bergerhebungen (Zerspalten, Abrisskanten), versackte Felspartien, Felssturzareale bis hin zu in Schollen und Grobblockwerk zerlegte Kriech-/Rutschmassen geprägt. Diese Phänomene sind entlang der Straße Tobadill – Bahnhof Pians eindrucksvoll abgeschlossen. Von hier bietet sich auch ein Ausblick auf die Kriech- und Rutschhänge des Lattenbaches und auf die Eisrandsedimente von Quadratsch. N von Ruetzen fällt schon auf der Karte eine große Ausbruchsnische einer Massenbewegung auf, die sich nach N vorwölbt und die Sanna gegen Gurnau abdrängt.

Die Auffahrt nach Grins gewährt Rückblicke auf die ausgedehnten Massenbewegungen von Tobadill und Perfuchsberg, die hoch oben am Thialkopf (2398 m) beginnen und das vordere, etwa 100 m übertiefte Stanzertal von S her zuschieben, wie Bohrungen und refraktionsseismische Untersuchungen (POSCHER, 1993) belegen (Näheres s. Kapitel 9. sowie Abb. 30 und 31).

Entlang der Straße sind immer wieder die Schotter, Kiese und Sande abgeschlossen, deren Sedimentfazies, Morphologie und Höhenlage (Terrassenniveaus) für Eisrandsedimentation (18) im Zuge des beginnenden spätglazialen Eiszerfalls des Stanzertal-Gletschers sprechen (Näheres dazu Kapitel 6.4.2. und WINKLENER [1996]).

Die Hochfläche von Grins – Stanz ist auch in ur- und kulturgeschichtlicher Hinsicht bedeutend. Die beiden Dörfer sind seit frühgeschichtlicher Zeit ein bevorzugter Siedlungsraum gewesen: In Grins wurden zwei frühbronzezeitliche Steinbeile (eine Lochaxt aus Diorit und ein Querbeil aus Serpentin), die mit 1800 v. Chr. datieren, gefunden (AMANN, 1978). In der altbäuerlichen Kulturlandschaft von Stanz ist mit den sogenannten Waalen (von Lat. *aquale* = Bewässerungsgraben) noch eines der ältesten und best erhaltenen künstlichen Bewässerungssysteme der Alpen in Betrieb. Bis vor kurzem waren diese im trockenen Oberinntal noch weit verbreitet, wurden jedoch inzwischen großteils aufgelassen und durch Rohrleitungen (Beregnungen) ersetzt. Die Anlage geht auf römische Ursprünge zurück und besteht aus Haupt- und Nebenwaalen, Pitzten (Speicherbecken), Kandln (Lat. *canalis* = Röhre, Holzzinnen), Galmeinen (Schleusen), Wasserfassungen (Einkehr), Zuleitungen und Verteilungen, Holz- und Geröllwehren, Sandfängen, etc. Die Waale sind in ihrer Bauform an die verschiedensten Geländeformen angepasst. Neben der Bewässerung dienten sie auch dem Ausbringen von Stallmist, der Lösch- und Trinkwasserversorgung und dem Antrieb von Mühlen und Sägewerken (HELLEBART, 2009).

Ein Stopp an der Arlbergbundesstraße auf Höhe der Mündung der Trisanna gewährt uns einen Blick auf das Schloss Wiesberg, die Trisannabrücke der Arlbergbahn und die dahinterliegende Trisannaschlucht („Im Gfäll“, s. Kapitel 7. Naturdenkmal). Die Massenbewegungen des Zintwaldes, die sich N der Rosanna nach W bis Flirsch erstrecken, werden seit dem großen Hochwasser 2005 zwischen Wiesberg und Strengen durch ein Monitoringsystem permanent überwacht (s. Kapitel 9.).

Im Griesbach bei Flirsch lassen sich die basalen Anteile der kalkalpinen Schichtfolge vom Alpinen Verrucano (56) bis zum Alpinen Muschelkalk (52) studieren. Eine detaillierte Bearbeitung des Alpinen Verrucano und der Vererzungen dieses Gebietes stammt von STINGL (1981).

Die Aufschlüsse liegen im Ortsteil Bach (Lourdesgrotte) und entlang des Fahrweges, der nach Norden den Griesbach hoch führt. Hier sind Phyllonite (66), Sedimente des Alpinen Verrucano (57, 56), die Rauwacke der Reichenhall-Formation (54) (Unter-Trias / Unteres Anisium) und Kalke und Dolomite des Alpinen Muschelkalkes (52) aufgeschlossen. Bei der Lourdesgrotte stehen steilstehende, E-W-streichende Phyllonite (66) an, die in den Alpinen Verrucano eingeschuppt wurden. Nördlich der Lourdesgrotte kommen am Fahrweg stark geschieferte, fein- bis grobklastische Sedimente (56, 57) des Alpinen Verrucano vor: Es sind dies Siltsteine und überwiegend Sandsteine mit m-mächtigen konglomeratischen Lagen dazwischen. Selten finden sich auch Phyllit- und Vulkanitgerölle. Letztere sind Aufarbeitungsprodukte intrapermischer saurer Vulkanite, wie sie im Montafon in größerer Mächtigkeit auftreten. Das Auftreten von Pyrophyllit in den Sedimenten des Alpinen Verrucano zeigt, dass diese von einer schwachen alpidischen Metamorphose erfasst wurden. Im Kohlwald NE über Flirsch sind entlang E-W-streichender Störungszonen Quarzite des Alpinen Buntsandsteines und gering mächtige Reichenhaller Rauwacken eingeschuppt.

Unmittelbar oberhalb des Fahrweges befindet sich auf der Ostseite des Griesbaches in ca. 1240–1250 m SH ein altes Stollenmundloch. Lesesteine von einer alten Halde enthalten Pyrit-Fahlerz-Vererzungen. An der Nordseite des Kohlwaldes soll ehemals der bedeutendste Bergbau innerhalb der Permoskythgesteine des Stanzertales gelegen haben, angeblich wurde er später vermurt. HAMMER (1920) erwähnt von dieser Lokalität Fahlerz, Kupferkies und Pyrit, die im Alpinen Verrucano zusammen mit Quarz und Eisenkarbonat auftreten. Diese Vererzung ist sehr ähnlich der Gangvererzung, die STINGL (1981, 1982) einige Kilometer weiter westlich bei Gand aus der Hangendserie des Alpinen Verrucano beschrieben hat.

Wo der Griesbach nach NE umbiegt, sind auf der Nordseite des Baches tektonisch reduzierte Rauwacken der Reichenhall-Formation (54) aufgeschlossen. Nach Norden anschließend folgen stark deformierte, gebankte, graue mikritische Kalke des Alpinen Muschelkalkes (52), die am Ende des Fahrweges (Klamm) gut aufgeschlossen sind.

Flirsch war früher für seinen „Marmor“, den „Buntantik“ oder „Barockmarmor“ bekannt, der ein beliebter Prunkstein war und aus Blöcken der Eisenspitzbrekzie (37) gewonnen wurde, die im Einzugsgebiet des Gries- und Rammlesbaches vorkamen. Aus Flirsch kamen auch die dunklen, dünnen Kreideschieferplatten (29), mit denen viele ältere Gebäude in Innsbruck, z. B. die Weiherburg, Schloss Büchsenhausen und alte Häuser in der Museumstraße gedeckt sind (PFAUNDLER-SPAT, 2005; Weiteres s. Kapitel 11.1.3.).

Eine Wanderung durch die Schnanner Klamm ermöglicht es, die Gesteine der Mittel- und der Ober-Trias von der Partnach-Formation (51) bis zum Hauptdolomit (43) kennenzulernen. Die Aufschlüsse liegen am Eingang der Schnanner Klamm, unmittelbar am Nordrand der Ortschaft Schnann sowie entlang des von der Wildbach- und Lawinenverbauung neu errichteten Güterweges, der die Ostseite der Klamm mit zwei Tunnels passiert (zur Wildbachchronik des Schnanner Baches s. Kapitel 9.1.2.). Die Schnanner Klamm zeigt die Abfolge Partnach-Formation (51), dolomitisierter Wettersteinkalk (50), Raibl-Gruppe (48), tektonisch stark reduzierter Hauptdolomit (43), Kreideschiefer (29) und nochmals Hauptdolomit. Die Partnach-Formation ist hier mit einer für das Blatt Landeck maxima-

len Mächtigkeit von rund 250 m aufgeschlossen (Fototafel Abb. III). Im stratigraphisch Liegenden wurde durch den Bau des Güterweges rund 250 m vor dem ersten Tunnel stark zerscherter, hornsteinfreier Reiflinger Kalk (an dieser Lokalität in der Karte als Alpiner Muschelkalk dargestellt, 52) freigelegt. Am Eingang zur Klamm unmittelbar nach der Brücke sind dunkelgraue Schiefer der Partnach-Formation mit dünnen linsenförmigen Karbonatlagen und Karbonatkonkretionen aufgeschlossen (ca. 30 m mächtig). Im Bereich des ersten Tunnels folgen dünnbankige, mergelige, leicht knollige, graue Kalke der Partnach-Formation (ca. 70 m), die von mergeligen grauen Tonschiefern mit zentimeter- bis dezimeterdicken, grauen Karbonatbänken und Einschaltungen von m-dicken Kalkhorizonten überlagert werden. Auffallend sind u. a. Störungsflächen mit horizontalen Harnischströmungen (Seitenverschiebungen). Über der Partnach-Formation folgt (im Bereich des zweiten Tunnels) tektonisch reduzierter, hellgrauer bis bräunlicher dolomitisierte Wettersteinkalk. Darüber (am Nordportal des zweiten Tunnels) ist der erste Schieferhorizont der Raibl-Gruppe mit einer Mächtigkeit von rund 10 m aufgeschlossen. Dieser besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern und Siltsteinen mit dünnen Feinsandzwischenlagen, Kleinrippeln und Rippelschrägschichtung. Taleinwärts folgt – nach einer kurzen Aufschlusslücke – die für die Raibl-Gruppe typische Wechsellagerung von Karbonaten, Schieferhorizonten und Rauwacken.

13. Dank

Unsere Grafikerin Monika BRÜGGEMANN-LEDOLTER gestaltete in altbewährter Weise eine große Anzahl von Abbildungen und Grafiken, die die Erläuterungstexte wesentlich bereichern und illustrieren. Ebenso gebührt Herrn Markus KOGLER Dank, er überarbeitete mehrere von Friedrich UČIK und Manfred ROCKENSCHAUB aufgenommene Profilschnitte. Für Literaturhinweise, für die Überlassung von Bildmaterial, für Diskussionen und für Korrekturlesen von Kapiteln des Manuskriptes bedanken wir uns herzlich bei Karl KRAINER, Rainer BRANDNER und Hugo ORTNER (Univ. Innsbruck), Rufus J. BERTLE (Firma Geognos, Schruns), Gunther HEISSEL und Petra NITTEL (Amt der Tiroler Landesregierung, Landesgeologie), Familie GFALL (Ried i. Oberinntal), Hubert KIRSCHNER (Firma Geoconsult, Innsbruck), Jürgen REITNER und Dido MASSIMO. Ganz herzlich danken wir auch Frau Maria ATTWENGER vom Amt der Tiroler Landesregierung (Abteilung Geoinformation) für die Überlassung und Bearbeitung von zwei Laserscanabbildungen.

14. Literatur

- ACHTNICH, T. (1980): Die Eisenspitze und ihre jurassischen Brekzien. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 141 S., Innsbruck.
- ACHTNICH, T. (1982): Die Jurabrekzien der Eisenspitze. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 41–70, Innsbruck.
- ACHTNICH, T., KRAINER, K., STINGL, V. & MOSTLER, H. (Projektleiter) (1985): Regionale Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst / Arlberg, Endbericht 1983. – 67 Bl., 19 Abb., 2 Kt., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt TC-007c/83, Innsbruck, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- AHL, A. & SLAPANSKY, P. (2003): Die aeromagnetische Anomalie des mittleren Ötztal-Stubai-kristallins und ihr Rahmen: 3D-Modellierung und geologische Interpretation. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2003 (Trins, Gschnitztal), 161–170, 6 Abb., Wien.
- AMANN, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettkristallins. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 117 S., Innsbruck.

- AMANN, A. (1993): Metamorphoseuntersuchungen im nördlichen Silvrettkristallin mit Berücksichtigung der Phyllitgneiszone. – In: HAUSER, Ch. & NOWOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieding, Tirol, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1993, 113–119, Wien.
- AMANN, A., DACHS, E. & HAAS, R. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der nördlichen Samnaungruppe auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 127, 242–243, Wien.
- AMANN, G. (1978): Das Tiroler Oberland (Die Bezirke Imst, Landeck und Reutte, Seine Kunstwerke, historischen Lebens- und Siedlungsformen). – Österreichische Kunstmonographie, 448 S., Verlag St. Peter, Salzburg.
- AMEROM, H.W.J., ANGERER, H. & MOSTLER, H. (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124/2, 283–323, Wien.
- AMPFERER, O. (1910): Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 1910, 58–59, Wien.
- AMPFERER, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 62/2, 289–310, Wien.
- AMPFERER, O. (1914a): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 64, 307–326, Wien.
- AMPFERER, O. (1914b): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, 1 : 75 000, Blatt Lechtal (5045). – Geol. R.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1915): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 65, 289–316, Wien.
- AMPFERER, O. (1920): Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. – Jb. Geol. S.-A., 70, 1–10, Wien.
- AMPFERER, O. (1929): Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. – Jb. Geol. B.-A., 79, 307–332, Wien.
- AMPFERER, O. (1930a): Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. – Verh. Geol. B.-A., 1930, 181–194, Wien.
- AMPFERER, O. (1930b): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. Geol. B.-A., 80, 407–451, Wien.
- AMPFERER, O. (1931): Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. – Jb. Geol. B.-A., 81, 25–48, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Geologische Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1 : 25 000. 4 Blätter: Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitze und Muttekopf. – Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1 : 25 000, mit Beiträgen von W. Hammer. – 125 S., Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1934): Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 84, 41–54, Wien.
- AMPFERER, O. (1915): Nachträge zur Quartärgeologie des Oberinntales. – Jb. Geol. R.-A., 65, 289–316, Wien.
- AMPFERER, O. (1935): Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. – Jb. Geol. B.-A., 85, 343–366, Wien.
- AMPFERER, O. (1939): Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 30–31 (1937–1938), 186–194, Wien.
- AMPFERER, O. (1943): Die Eisenspitzbreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 152, 67–84, Wien.
- AMPFERER, O. (1945): Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. – Ber. Reichsamt Bodenforsch., 1944, 57–73, Wien.
- AMPFERER, O. & ASCHER, H. (1925): Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. – Jb. Geol. B.-A., 75, 365–423, Wien.

- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 61, 531–710, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Landeck (5145), Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck 1 : 75 000. – 88 S., Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 59, 289–332, Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH. (1912): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, 1 : 75 000, Blätter Nasserreith und Zirl (5046). – Geol. R.-A., Wien.
- AMPFERER, O. & REITHOFER O. (1937): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Stuben (5144). – Geol. B.-A., Wien.
- ANDRULLEIT, H. (1991a): Zur Geologie zwischen Torspitze und Seekogel (zentrale Lechtaler Alpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Kiel, 93 S., mit geol. Karte 1 : 5 000, Kiel, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- ANDRULLEIT, H. (1991b): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (Madautal und Parseiertal) auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 134, 512–513, Wien.
- ASTAG (Hrsg.) (1991): Arlberg-Schnellstraße S 16 Zams – Dalaas/West: 51,8 km. – 110 S., Verlag Frohnweiler Druck, Innsbruck.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriss 1 (Kalkalpen, Bayern). – *Geologica Bavarica*, 81, 17–53, München.
- BALOGH, Z., KAMELGER, A., VALTINGOJER, G., SMETTAN, K. & MOSTLER, H. (Projektl.) (1990–1991): Potentielle Standorte für Mülldeponien in Nordtirol. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Projekt T-U-001/89–90, 146 S., Innsbruck, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- BANNERT, D. (1964): Die Geologie der Ruitelspitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. – Diss. Univ. Marburg, 166 S., Marburg.
- BANNERT, D. (1970): Der Westrand der „Inntaldecke“ bei Madau (Lechtaler Alpen, Nördliche Kalkalpen). – *Z. dt. geol. Ges.*, 120 (1968), 85–106, Hannover.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1973): Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – „Internationales Symposium über die Stratigraphie der Alpin-Mediterranen Trias Wien, 21.–23. 5. 1973, Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 11–12, Wien.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, H. 5/6, 1–74, Innsbruck.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & LOBITZER, H. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – *Ber. ÜLG-28/97*, 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Archiv Geol. B.-A, Wien.
- BERTLE, H. (1972): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 22, 1–60, Wien.
- BERTLE, R.J. (1999): Über das Alter der Zone von Pfunds (Unterengadiner Fenster, Österreich, Schweiz). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42, 119–127, Wien.
- BERTLE, R.J. (2000): Zur Geologie und Geochronologie um Alp Tridia (Samnaun/Schweiz), einschließlich ingenieurgeologischer Fragestellungen des Permafrosts und der Gebirgsauflösung. – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 395 S., Wien.
- BERTLE, R.J. (2002): Kreide und Paläogen in der Fimber-Zone (Unterengadiner Fenster, Schweiz-Österreich). Neue Mikrofossilfunde und deren paläographische Bedeutung. – *Ecolgae geol. Helv.*, 95, 153–167, Basel.

- BERTLE, R.J. (2004a): Zur Geologie des Piz-Mundin-Gebietes (Engadiner Fenster, Österreich – Schweiz): Stratigraphie, Geochronologie, Strukturen. – Unveröff. Diss. Univ. Wien math.-naturw. Fakultät, 580 S., Wien.
- BERTLE, R.J. (2004b): The sedimentary record of North Penninic Schistes Lustrés of the Lower Engadin Window and its correlation to the Tauern Window (Eastern Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, 144/2, 165–171, Wien.
- BEURLEN, K. (1944): Zum Problem der Inntaldecke. – *Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Klasse*, 1943, 239–264, München.
- BEV – BUNDESAMT F. EICH- U. VERMESSUNGSWESEN & IMG – INST. F. METEOR. U. GEOPHYS. UNIV. WIEN (2006): Österreichische Schwerekarte (Bouguer-Anomalien berechnet mit der Dichte 2,67 im System GRS80, Schwere bezogen auf Absolutmessungen. Geländereduktion bis 167 km [Zone 02 von Hayford], Georeferenzierung MGI, Bessel Ellipsoid, Höhe über Adria 1875).
- BICHLER, B. (1995): Quartärgeologie im Gurgltal unter besonderer Berücksichtigung der Pitztalmündung (Bezirk Imst/Tirol). – Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Innsbruck, 77 S., Innsbruck.
- BIGI, G., COSENTINO, D., PAROTTO, M., SARTORI, R. & SCANDONE, P. (1983): Structural Model of Italy 1 : 500 000 – Progetto finalizzato geodinamica. – Consiglio Nazionale delle Ricerche (C.N.R.), Roma.
- BLAAS, J. (1902): Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Band 1, Geologische Übersicht. Mit 1 Geologischen Karte der Tiroler und Vorarlberger Alpen 1 : 500 000. – 246 S., Wagner'sche Universitätsbuchhandlung, Innsbruck.
- BLAAS, J. (1909): Ein Profil im Vorderen Pitztale. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1909, 197–199, Wien.
- BLANCKENBURG, F.V. & DAVIES, J.H. (1996): Feasibility of Double Slab Breakoff (Cretaceous and Tertiary) during the Alpine Convergence. – *Eclogae geol. Helv.*, 89, 111–127, Basel.
- BLAU, J. & SCHMIDT, T. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 34/35, 185–207, Wien.
- BLAUMOSER, N.H. (1992): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 84 (1991), 185–203, 5 Abb., 2 Tab., Wien.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der nordöstlichen Kalkalpen. – *Erlanger geol. Abh.*, 121, 57–217, Erlangen.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III, ein Typprofil für die Ostalpen. – *Diss. Bot.*, 72 (Festschrift Welten), 71–79, Braunschweig.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. (1998): High pressure – low temperature metamorphism and deformation in the „Bündnerschiefer“ of the Engadine window: Implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 653–674.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., PATRIAT, M. & OBERHÄNSLI, R. (2002): The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints for the evolution of the Alps. – *GSA Bulletin*, 114, 207–225.
- BOUSQUET, R., BERTLE, R., GOFFÉ, B., KOLLER, F. & OBERHÄNSLI, R. (2004): Day 4: HP/LT metamorphism within the North Penninic Ocean (Lower Engadine Window, Austria – Switzerland). – In: GOSSO, G., ENGI, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.M., OBERHÄNSLI, R. & SPALLA, M.I. (2004): Thermo-mechanical evolution of the Alpine Belt, from the Engadine Window to the Matterhorn, 32nd IGC Florence 2004, Field Trip Guide Book, B29, 22–27.
- BRANDNER, R. (1984): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 8, Festschrift W. Heissel, 317–354, Innsbruck.

- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensädrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F. 68, 67–92, Stuttgart.
- CADISCH, J. (1946): Über den Flysch der Tasna-Decke. – *Eclogae geol. Helv.*, 39, 105–109, Basel.
- CADISCH, J. (1951): Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – *Eclogae geol. Helv.*, 43, 172–180, Basel.
- CADISCH, J. & NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – 2. Aufl., xi+480 S., Verlag Wepf, Basel.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F. (1941): *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Blatt 14 Ardez*. Mit Erläuterungen. – Kommissions-Verl. A. Francke A.G., Bern.
- CADISCH, J., EUGSTER, H., WENK, E., TORRICELLI, G. & BURKARD, G. (1963): *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Blatt 44 Scoul/Schuls – Tarasp*. – Schweizer. Geol. Komm., Bern.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. (1968): *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 44 Scoul/Schuls – Tarasp*. – Schweizer. Geol. Komm., Bern.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 35, 185–206, Hannover.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – *Geology*, 18, 828–831, Boulder.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Tectonics*, 11, 792–810, Washington.
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979): *The Interpretation of Igneous Rocks*. – Allen and Unwin, London.
- DAURER, A. (1977): Bericht 1976 über petrographische Untersuchungen an den Idalp-Ophiolithen im Fimbertal auf den Blättern 170, Galtür und 171, Nauders. – *Verh. Geol. B.-A.* 1977, A143–A144, Wien.
- DAURER, A. (1980): Short notes on the Idalp Ophiolites (Engadine window, Tyrol, Austria). – *Ofioliti*, 5, 101–106, 2 Fig., Bologna.
- DÖSSEGGER, R. (1974): Verrucano und „Buntsandstein“ in den Unterengadiner Dolomiten. – Diss. ETH Zürich.
- DONOFRIO, D.A., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomitplattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 26, 91–107, Innsbruck.
- DORNBUSCH, U. (1993): Beispiele spätglazialer und rezenter Gletscherstände, Gletschertypen, Schneegrenzen und Gletscherablagerungen in der Silvretta- und Ferwallgruppe, erarbeitet über Gelände-, Luftbild- und Kartenanalyse. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Berlin, 137 S., Berlin.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 175–214, Basel.
- EDER, S., POSCHER, G. & PRAGER, C. (2006): Risk analysis and risk management – slope instabilities in alpine environments. – *Proceedings ECI Conference on Geohazards 18–21 June 2006 Lillehammer, Norway, Paper 15, 8 pp.*, Lillehammer.

- EICHENBERGER, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwasertal, Ostalpin). – Diss. ETH Nr. 8008, 209 S., Zürich.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helv.*, 83/3, 711–725, Basel.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal Thrust Sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 20, 389–406, Innsbruck.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae geol. Helv.*, 89, 553–571, Basel.
- ENGELS, B. (1961): Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet (Lechtaler Alpen bzw. SE-Allgäuer Alpen). – *Z. dt. geol. Ges.*, 112 (1960), 334–357, Hannover.
- ESCHER VON DER LINTH, A. & STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittelbünden. – *N. Denkschr. Schweiz. Ges. Naturw.*, 3, 218 S., Neuchatel.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. – *Denksch. d. Schweizer Naturf. Ges.*
- EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albulas und Landwasser). – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 49*, Bern.
- EUROCODE 8 (2004): Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben, Teil 1 : Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. – EN 1998–1 (2004), Europäisches Komitee für Normung, 245 S. Entspricht ÖNORM EN 1998–1 (2005). Anzuwenden gemeinsam mit ÖNORM B 1998–1 (2006).
- EYNATTEN, V.H. V. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen: Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpisch umgelagerten Detritus. – Unveröff. Diss. Univ. Mainz, 145 S., Mainz.
- EYNATTEN, V.H. V. & GAUPP, R. (1998): The detrital record of Cretaceous geodynamics in the Eastern Alps: constraints from light and heavy mineral analysis, mineral chemistry, and single-grain dating. – *Terra Nostra* 98/1, 7–8, Bremerhafen.
- EYNATTEN, V.H. V. & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. – *Sed. Geol.*, 124, 81–111, Amsterdam.
- EYNATTEN, V.H. V., GAUPP, R. & WIJBRANS, J.R. (1996): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of detrital white micas from Cretaceous sedimentary rocks of the Eastern Alps: Evidence for Variscan high-pressure metamorphism and implications for Alpine orogeny. – *Geology*, 24, 691–694, Boulder.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene paleogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92 (1999), 79–94, Wien.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–154, Deuticke Verlag, Wien.
- FELLNERER, R. (1964): Zur Geologie des Südrandes in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). – *Z. dt. geol. Ges.*, 116, 832–858, Hannover.
- FINCKH, P.G. (1978): Are southern alpine lakes former messinian canyons? – Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. – *Marine Geology*, 27, 289–302, Amsterdam.
- FLISCH, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. – *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geologen und Ingenieure*, 53, 23–49.
- FLISCH, M. (1987): Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvretta-Kristallins. – Unveröff. Diss. Univ. Bern, Bern.

- FLORES, R.M., ETHRIDGE, F.G., MIAL, A.D., GALLOWAY, W.E. & FOUCH, T.D. (Eds.) (1985): Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential. – SEPM Short Course Notes, 19, 290 pp., Tulsa.
- FLORINETH, D. (1998): Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the south-eastern Swiss Alps (Graubünden) and its palaeoclimatological significance. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 48, 23–37, Schweizerbarth Verlag, Stuttgart.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.* 74/3, 437–448, Zürich.
- FRAEDRICH, R. (1979): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol, Vorarlberg). – *Düsseldorfer geographische Schriften*, 12, 161 S., Düsseldorf.
- FRAEDRICH, R. (1983): Une carte de la répartition des moraines tardi- et postglaciaires dans la montagne du Ferwall (l'Autriche occidentale). – In: SCHROEDER-LANZ, H. (Ed.) (1983): Late- and postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms (Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen: Glazial- und Periglazialformen, Oscillations finit et postglaciaires des glaciers: formes glaciaires et périglaciaires), Colloquium/Kolloquium/Colloque Trier 15.–17.05.1980 in memoriam Hans Kinzl, 129–132, A.A. Balke-ma, Rotterdam.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – In: *Die frühalpine Geschichte der Ostalpen, Hochschulschwerpunkt S 15*, 4 (1982), 249–262, Leoben.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜ-GEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, Deuticke Verlag, Wien.
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1988): Trace Fossil Facies Models. – In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies Models, Second Edition, Geoscience Canada Reprint Series*, 1, 189–208, Toronto.
- FRIEBE, J.G. (Hrsg.) (2007): *Geologie der Österreichischen Bundesländer – Vorarlberg. Mit einem Spezialbeitrag von R. OBERHAUSER.* – 174 S., Geol. B.-A., Wien.
- FRIES, W. (1988): Fazies, Diagenese, Paläographie und anorganische Geochemie eines potentiellen Erdölmuttergesteins, Bituminöse und kerogenreiche Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Ostalpen). – *Diss. Univ. Freiburg*, 175 S., Freiburg/Breisgau.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, 60, 121–139, Amsterdam.
- FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – *Geol. Rundsch.*, 70, 402–411, Stuttgart.
- FRISCH, W. (1982): Geologische Studien im Unterengadiner Fenster. – *Jahresbericht 1981 Hochschulschwerpunkt S 15*, 163–173, Leoben.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. – *Geol. Rundsch.*, 73, 33–45, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2008): Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, 150, 123–162, Wien.
- FRISCH, W. & MESCHÉDE, M. (2007): *Plattentektonik (Kontinentalverschiebung und Gebirgsbildung).* – 2. aktual. Aufl., Primus, 196 (WGB) Darmstadt.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 90, 500–518, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, 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, 1–37, Wien.

- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 1120–1133, Boulder.
- FROITZHEIM, N. & RUBATTO, D. (1998): Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). – *Terra Nova*, 10, 171–176, Oxford.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.*, 87, 559–612, Basel.
- FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALEN, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schling fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, 280, 267–293, Amsterdam.
- FRUTH, L. & SCHERREIKS, R. (1975): Facies and geochemical correlations in the Upper Hauptdolomit (Norian) of the eastern Lechtaler Alps. – *Sed. Geol.*, 13, 27–45, Amsterdam.
- FRUTH, L. & SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit (Norian) – stratigraphy, paleogeography and diagenesis. – *Sed. Geol.*, 32, 195–231, Amsterdam.
- FUCHS, A. (1967): Beitrag zur Kenntnis des Aufbaus der Talverschüttung des Beckens von Landeck (Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1967, 120–126, Wien.
- FUCHS, G. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf dem Blatt 170 Galtür. – *Jb. Geol. B.-A.*, 126, 321–322, Wien.
- FUCHS, G. (1984): Erläuterungen zu Blatt 169 Partenen (Ost und West). – 35 S. (Geol. B.-A.) Wien.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50 000, Blatt 170 Galtür. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, G. & PIRKL, H. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 25 000, Blatt 169 Partenen Ost und West. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FURRER, H., EICHENBERGER, U., FROITZHEIM, N. & WURSTER, D. (1992): Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und des Landwassergebietes (Silvretta-Decke, Ostalpin). – *Eclogae geol. Helv.*, 85, No. 1, 245–256.
- GASSER, G. (1913): Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. – Verlag Wagner'sche Univ.-Buchh., Innsbruck.
- GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana*, 8, 33–72, München.
- GAUPP, R., EYNATTEN, V.H. v., ORTNER, H. & SANDERS, D. (1997): From passive to active margin: Cretaceous synorogenic deposition in the Northern Calcareous Alps. – *Gaea Heidelbergensis*, 4, 53–77, Heidelberg.
- 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 (1999), 644–657, Stuttgart.
- GEHRING, H. (1989a): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 579–580, Wien.
- GEHRING, H. (1989b): Zur Geologie der Lechtaldecke nordwestlich der Ruitelspitzen. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Kiel*, 67 S., mit geol. Karte 1 : 10 000, Kiel.
- GEMMELL, A.M.D. & SPÖTL, C. (2009): Dating the Hötting Breccia near Innsbruck (Austria), a classical Quaternary site in the Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102, 50–61, Wien.
- GEOGNOSTISCHE KARTE TIROLS (1849), aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostischen-montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg. – In 10 Teilen, Maßstab ca. 1 : 112 500, Lithographische Anstalt S. Minsinger, München.

- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 17/3, 123–150, Wien.
- GERMANN, K. & WALDVOGEL, F. (1971): Mineralgenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer“ (unteres Toarcian) in den Allgäu-Schichten der Lechtaler Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 139, 316–345, Stuttgart.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J., WALKER, M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – *J. Quaternary Sci.*, 25/2 (2010), 96–102, J. Wiley & Sons.
- GIESE, P. (1995): Main Features of Geophysical Structures in Central Europe. – In: DALLMEYER, R.D. FRANKE, W. & WEBER, K. (Eds.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, 7–25, 93 Fig., Springer Verlag, Berlin u.v.a.
- GIMBERNATH (1890): Mapa Geognostico del Tirol. – In: BAUMGARTEN, B. (1990): *Erste geologische Landesaufnahme eines spanischen Naturalisten aus dem Jahr 1808*, Der Schlern, 64, 307–313, Bozen.
- GLAHN, U. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen (Lechtal-/Inntaldecke) auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 580, Wien.
- GLAHN, U. (1989): Geologische Kartierung der Lechtaldecke im westlichen Alperschontal. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Kiel, 55 S., Kiel.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – *Geol. Carpathica*, 44, 135–142, Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. – *GeoLines*, 13, 58–59, Praha.
- GOSSO, G., ENGI, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.M., OBERHAENSLI, R. & SPALLA, M.I. (2004): Thermo-mechanical evolution of the Alpine Belt, from the Engadine Window to the Matterhorn. – 32nd IGC Florence 2004, Field Trip Guide Book, B29, 52 S.
- GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 139–147, Amsterdam.
- GRAUERT, B. (1968): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – *Diss. Univ. Bern*, 166 S., München (Photodruck).
- GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Fortschr. Mineral.*, 59, Beiheft 1, 54–56, Stuttgart.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 34–56, Berlin.
- GRÖGER, M., ORTNER, H. & HAAS, C. (1997): Flysch-Spurenfossilassoziationen in der Höheren Muttekopfgosau (Oberkreide) nordwestlich von Imst. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 22, 153–158, Innsbruck.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – *Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 12, 223–251, Innsbruck.
- GRÜNTAL, G. (Hrsg.) (1998): *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Vol. 15, Luxembourg.
- GRUNICKE, J.-M. (1990): Methodische Untersuchungen zur digitalen Bildverarbeitung von Fernerkundungsdaten (Lithologie und Tektonik der zentralen Lechtaler Alpen, Tirol, Österreich). – *Berliner geowiss. Abh.*, A, 121, 115 S., Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften Freie Univ. Berlin, Berlin.
- GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.-U. (1995): Geologische Untersuchungen im SW-Teil des Unterengadiner Fensters. Teil I: Geologie der Val Tasna und Umgebung. Teil II: Die makroskopische Geometrie der Pseudotachylite in der Silvretta-Decke am NW-Rand des Unterengadiner Fensters. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF*, 166, 123 S., 102 Abb., 1 Taf., 3 Taf., Landeshydrologie und -geologie, Bern.

- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Proj. Ber., Inst. f. Met. & Geophys., Univ. Wien.
- HAAS, C. (1991): Sedimentologische und geologische Untersuchungen der östlichen Mur- und Ennstal. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 117 S., Innsbruck.
- HABERSACK, H. & KRAPESCH, G. (Hrsg.) (2006): Hochwasser 2005 – Ereignisdokumentation der Bundeswasserbauverwaltung, des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenerosion und des Hydrographischen Dienstes. – 157 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- HADITSCH, J.G. (1995): Bemerkungen zur metallogenetischen Karte Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 20 (Festschrift Mostler), 447–465, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen (mechanisch-)sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 183–207, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1993): Permoskythische Sandsteinvererzungen aus den Ost- und Südalpen Österreichs. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 16, Wien.
- 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, 78 Abb., 7 Tab., Enke Verlag, Stuttgart.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 238–357, Wien.
- HAIDINGER, W. (1845): Geognostische Uebersichtskarte der Oesterreichischen Monarchie etc. 1 : 864 000. – (Montan. Museum) Wien.
- HALDIMANN, P.A. (1975): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – Eclogae geol. Helv., 68/2, 301–310, Basel.
- HAMMER, W. (1914a): Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 64, 443–566, Wien.
- HAMMER, W. (1914b): Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 1914, S. 102, Wien.
- HAMMER, W. (1915): Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales (Mit einer Karte). – Veröffentl. d. Museums Ferdinandeum, 3/59, 63–94, Innsbruck.
- HAMMER, W. (1919): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A., 68, 205–258, Wien.
- HAMMER, W. (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Landeck (5145). Mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien.
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Nauders (5245). Mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien.
- HAMMERL, CH. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. – Leykam Verlag, 191 S., Graz.
- HANIEL, C.A. (1914): Geologische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen, westliche Hälfte 1 : 25 000. – Verlag Piloty & Loehla, München
- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. – 352 S., C. Graeser & Co, Wien.
- HANTKE, R. (1978–1983): Eiszeitalter: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 3 Bde. (Bd. 1, 1978, 468 S., Bd. 2, 1980, 703 S., Bd. 3, 1983, 730 S.), Ott Verlag, Thun.
- HANTKE, R. (1987): Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Rheintales. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 80, 207–228, Wien.

- HANTKE, R. (1989): Der Ur-Inn: Die erdgeschichtlichen Veränderungen des Flusslaufes. – In: HEYN, H. (Red.): Der Inn: Vom Engadin ins Donautal, von der Urzeit bis heute, Drei-Länder-Ausstellung der Stadt Rosenheim 4. Mai bis 5. November 1989, 27–31, Rosenheim.
- HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete: Erd-, Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 30 Millionen Jahre. – Schriftenreihe der Stiftung Franz Xaver Schnyder von Wartensee, 56, 312 S., Ott Verlag, Thun.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change. – In: WILGUS, K.C., HASTINGS, B.S., POSAMEN- TIER, H., VAN WAGONER, J., ROSS, C.A. & KENDAL, C.G.: Sea Level Changes: An Integ- rated Approach, 71–108, Tulsa.
- HARTLEITNER, K. (1993): Die Planung der „Neuen Bahn“ im Abschnitt Ötztal-Landeck: Geologische Ergebnisse. – In: HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1993: Geologie des Oberinntaler Raumes, 139–140, Wien.
- HAUSER, CH. & KRAINER, K. (1993): Das Permomesozoikum der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) im Bereich des Kartenblattes 144 Landeck. – In: HAUSER, CH. & NO- WOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1993, 29–42, Wien.
- HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol. – Arbeitstagung der Geol. B.- A., 233 S., Wien.
- HEIERLI, R. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden). – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 101.
- HEINRICH, M. (1989): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Vorarl- berg, Tirol. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-026/88, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurement in the Eastern Alps: The area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, 163, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. (1994): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detail- projekten. – Bericht ÜLG-28/93, 75 S., 36 Abb., 12 Tab., 12 Anl., Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tau- ern window. – Mém. Soc. géol. France, 156, 123–128, 4 Fig., Paris.
- HEINZ, H., PESTAL, G., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Tirol: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Ti- rol. – In: Aeromagnetische Vermessung Österreichs, Bund / Bundesländer-Rohstoffpro- jekt T-C-011/85, 16 Bl., 4 Beil., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Aeromagnetische Vermessung des Bun- deslandes Vorarlberg: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Vor- arlberg. – In: Aeromagnetische Vermessung Österreichs, Bund/Bundesländer-Rohstoff- projekt V-C-007/85, 9 Bl., 2 Beil., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 95–132, Wien.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg, 1 : 25 000. – Geol. B.-A., Wien.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefüge. – Eclogae geol. Helv., 78/2, 273–286, Basel.
- HEJL, E. (1986): Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck. – Jb. Geol. B.- A., 129, S. 434, Wien.
- HELLEBART, S. (2009): Die traditionelle Flurbewässerung in Westtirol. – Tiroler Heimatblät- ter. Zeitschrift für Heimatpflege in Nord- und Osttirol, 2/09, 84. Jg., 57–81, Innsbruck.

- HELLERMANN, B.E. (1990): Geochemistry of Diabase Dikes of the Silvretta (Switzerland). – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 70, 109–114, 3 Abb., 1 Tab., Zürich.
- HERTL, A. (2000): Untersuchungen zur spätglazialen Gletscher- und Klimageschichte der österreichischen Sivrettagruppe. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, viii+265 S., Innsbruck.
- HERTL, A. & KERSCHNER, H. (2001): Untersuchungen zur spätglazialen und frühholozänen Gletscher- und Klimageschichte in der österreichischen Silvrettagruppe. – Innsbrucker Geographische Gesellschaft, Jahresbericht 1999–2000, 148–156, Innsbruck.
- HEUGEL, W. (1975): Die Ophiolithe des Piz Mundin (Unterengadin). – Lizentiatsarbeit, Univ. Bern., iv+90 S., Bern.
- HIESLEITNER, G. (1954): Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischenmineralisatorisch eingedrungenem Eruptivganggestein. – Erzmetall, VII/8, 312–330, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A., V. & KMENT, K. (2009): Die Trias/Jura-Grenze und der Jura in der Karwendelmulde und dem Bayerischen Synklinorium. – Deutsche Stratigraphische Kommission, Jahrestagung der Subkommission für Jurastratigraphie in Fall vom 10.–13. 06. 2009, Exkursionsführer, 45 S.
- HITZ, L. (1996): The deep structure of the Engadine Window: Evidence from deep seismic data. – Eclogae geol. Helv. 89/2, 657–675.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – Chem. Geology, 77, S.209–227.
- HÖCK, V., KOLLER, F., OBERHAUSER, R. & UCIK, F. (1986): Exkursionen E 1–4. Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen im Bereich Fimbertal – Samnau verbunden mit einer Gesamtübersicht über den östlichen Fensterteil. – Exkursionsführer zur Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn, 107–122, Wien.
- HÖCK, V., KOLLER, F., BERTLE, R. & BOUSQUET, R. (2004): Fimber unit and the Idalm ophiolite (South Pennic unit, Lower Engadine Window, Austria – Switzerland). – In: GOSSO, G., ENGI, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.M., OBERHAENSLI, R. & SPALLA, M.I. (2004): Thermo-mechanical evolution of the Alpine Belt, from the Engadine Window to the Matterhorn, 32nd IGC Florence 2004, Field Trip Guide Book, B29, 19–21.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des Polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 15, 56–70, Wien.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F. (1979): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. nat.-med. Verein Innsbruck, 58, 483–488, Innsbruck.
- HOFMANN, T. (2000): GAIA's Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe, BMUJF, 12, 244 S., 358 Fotos, 1 Tab., Anh., Austria-Medien-Service-Verlag, Graz.
- HOFMANN, T. & CERNAJSEK, T. (1993): Zur historischen Entwicklung geologischer Kartierung in Tirol. – Veröffentlich. d. Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, 73, 13–32, Innsbruck.
- HOOKE, R.L. (1967): Processes on Arid Region Alluvial Fans. – J. Geol., 75, 438–460, Chicago.
- HORVATH, S. (1926): Der Kupfererzbau Rotenstein bei Serfaus. – Berg- u. Hüttenm. Jb., 74, 109–116, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1956): Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). – Unveröff. Diss. Univ. Marburg, 209 S., 1 geol. Karte 1 : 25 000, Marburg.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Lech-Formation bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt – Unteres Cenoman). – Verh. Geol. B.-A., 1958, 71–86, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1959a): Trias und Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1959, 44–91, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1959b): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). – Z. dt. geol. Ges., 111 (1959), 410–433, Hannover.

- HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V. (1958): Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu). – Z. dt. geol. Ges., 109 (1957), 373–388, Hannover.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. & JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution of fission track analysis and mica dating. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. London. Spec. Publ., 45, 369–398, London.
- ISSER-GAUDENTHURM, M. v. (1888): Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. – Berg- u. Hüttenm. Jb. d. k.k. Bergakademie zu Leoben u. Pribram u. d. königl. ung. Bergakademie zu Schemnitz, 36, 226–324, Wien.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A. & SCHLÜCHTER, C. (2006b): The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . – Geol. Soc. Amer. Special Paper, 415, 43–60, Boulder.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the Northern European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 23 (6–7), 559–573.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137–2149.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., 108, 1–114, Wien.
- JACOBSHAGEN, V. (1967): Zur Deutung der Falten – Abschiebungen (Unterschiebungen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 513–517, Stuttgart.
- JACOBSHAGEN, V. (1975): Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen. Gebundene Tektonik oder Deckenbau?. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148/2, 185–314, Stuttgart.
- JÄCKLI, H. (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit. – Karte 1 : 550 000, Atlas der Schweiz, Blatt 6, Bundesamt für Landestopographie, Wabern/Bern.
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr age determinations on Micaceous and Total Rocks from the Alps. – J. Geophys. Res., 67, 5293–5306, Richmond VA.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. & WÜTHRICH, H.: (1961): Rb-Sr Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 41, 255–272, Zürich.
- KAISER, J. (1981): Geologie der Westrampe von Danöfen bis Dalaas/West mit dem Dalaaser Tunnel. – In: ASTAG (Hrsg.): *Der Arlberg-Straßentunnel und die Zufahrtsrampen – Baudokumentation*, 297–308, Innsbruck.
- KAISER, J. (1993): Geologie bei der Trassierung und beim Bau der Arlberg-Schnellstraße. – In: *Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck*, Arbeitstagung Geol. B.-A., 141–145, Wien.
- KERSCHNER, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). – *Geographischer Jahresber. aus Österr.*, 36, 26–49.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & PSENNER, R. (Hrsg.): (2009) *Klimawandel in Österreich. Die letzten 20 000 Jahre ... und ein Blick voraus. – alpine space – man & environment*, 6, 5–26, Innsbruck university press, Innsbruck.
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, CH. (2003): Die Moräne von Trins im Gschnitztal. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Hrsg.): *Arbeitstagung 2003, Schwerpunkt Geologische Kartenblätter 148 Brenner und 175 Sterzing*, 1.–5. September 2003 Trins im Gschnitztal, Arbeitstagung der Geol. B.-A. 2003, 185–192, Wien.

- KERSCHNER, H., HERTL, A., GROSS, G., IVY-OCHS, S. & KUBIK, P.W. (2006): Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) – evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps ? – *The Holocene*, 16(1), 7–15.
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Gletscher und Klima im Ostalpenraum zwischen 16 000 und 11 000 Jahren vor heute. – *Veränderter Lebensraum – gestern, heute, morgen. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung e.V. (DEU-QUA)* in Wien: 31. August – 6. September 2008, *Abh. Geol. B.-A.*, 62, 165–168, Wien.
- KINDLE, P.J. (1987): Kristallisationen in Klüften und Hohlräumen obertriadisch-jurassischer Karbonate. – In: KOCH, R., MÜLLER, G. & SCHMITZ, W. (1987): 2. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen 24.–27. Mai 1987 in Heidelberg, *Heidelberger Geowiss. Abh.*, 8, 272 S., Geowissenschaftliche Institute der Universität Heidelberg.
- KLASSEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J.M. & RADKE, U. (2007): Luminiscence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, 164/165, 21–32.
- KLÄY, L. (1957): *Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiet zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)*. – *Eclogae geol. Helv.*, 50, 323–467, Basel.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): *Geologie von Tirol*. – 872 S., Bornträger Verlag, Berlin.
- KLEBELSBERG, R. v. (1939): *Nutzbare Bodenvorkommnisse in Tirol*. – *Veröffentl. d. Museums Ferdinandeum*, 19, 1–56, Innsbruck.
- KNOFLACH, H. & SAILER, M. (2004): *Raumordnungsplan für die Gewinnung von mineralischen Gesteinsrohstoffen in Tirol „Gesteinsabbaukonzept Tirol“*. – *Amt d. Tiroler Landesregierung, Abt. Raumordnung – Statistik*, 92 S., Innsbruck.
- KOCH, G.A. (1875a): *Geologische Mitteilungen aus dem vorjährigen Aufnahmegebiet in der Oetzthaler-Gruppe. Vorlage der Karte des Pitz- und Kaunerthales*. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1875, 123–124, Wien.
- KOCH, G.A. (1875b): *Die Fervallgruppe*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1875, 226–228, Wien.
- KOCH, G.A. (1876a): *Zur Geologie des Arlberges. Vorlage der geologischen Detailkarte der im Sommer 1875 abgesteckten Tunnelaxe am Arlberge (im Maßstab 1 : 2000 nach der Natur)*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1876, 84–86, Wien.
- KOCH, G.A. (1876b): *Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafon (im Juli 1876)*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1876, 320–323, Wien.
- KOCH, G.A. (1876c): *Reisebericht Nr. 2 und Nr. 3: Aus dem Montafon. (August 1876)*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1876, 343–346, Wien.
- KOCH, G.A. (1877a): *Kurze Erläuterung zur Vorlage der geologischen Aufnahmskarte des Selvrettagbietes*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1877, 137–142, Wien.
- KOCH, G.A. (1877b): *Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Selvrettagruppe*. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1877, 202–205, Wien.
- KOCH, K.E. (1966): *Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen)*. – *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 620–650, Hannover.
- KOCH, N. & MASCH, L. (1992): *Formation of Alpine mylonites and pseudotachylytes at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps*. – *Tectonophysics*, 204, 289–306, Amsterdam.
- KOCKEL, C.W. (1956): *Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues*. – *Z. dt. geol. Ges.*, 108, S. 264, Hannover.
- KOCKEL, C.W., RICHTER, M. & STEINMANN, H.G. (1931): *Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach*. – *Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver.*, 10, 231 S., Innsbruck.
- KOCKEL, C.W. (1956): *Der Umbau der Nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten*. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1956, 205–212, Wien.
- KÖHLER, M. (1977): *Baugeologische Untersuchungen im Raume Dalaas (Klostertal, Vorarlberg). Erster Teil: Regionalgeologische Ergebnisse*. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6, 1–26, Innsbruck.

- KÖHLER, M. (1983): Perjertunnel (Landeck, Tirol): Baugelogeische Verhältnisse, Prognose und tektonische Schlußfolgerungen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 249–267, Innsbruck.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1987a): Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen. – Mitt. Österr. Min. Ges., 132, 61–77, 5 Abb., 1 Tab., Wien.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1987b): The Idalp ophiolite (Lower Engadine window, Eastern Alps), its petrology and geochemistry. – *Ofioliti*, 12, 179–192, 10 Fig., 3 Tab., Bologna.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. – In: MALPAS, J., MOORES, E.M., PANAYIOTOU, A. & XENOPHONTOS, C. (Eds.): *Ophiolites – Oceanic Crustal Analogues*, 253–263, 4 Fig., 2 Tab., Nicosia.
- KOLLER, F., DINGELDEY, CH. & HÖCK, V. (1996): Exkursion F: Hochdruck-Metamorphose im Recknerkomplex / Tarntaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ophiolith / Unterengadiner Fenster. – Mitt. Österr. Min. Ges., 141, 305–330, Wien.
- KRAINER, K. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzertal/Arlberg (Westtirol) unter Berücksichtigung der Hangendquarzite. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106 S., Innsbruck.
- KRAINER, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der „Hangendquarzite“ im Stanzertal/Arlberg (Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12/4, 81–94, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 128/2, 296–297, Wien.
- KRAINER, K. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 129/2, 435–436, Wien.
- KRAINER, K. (1987a): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – Jb. Geol. B.-A., 130, 61–91, Wien.
- KRAINER, K. (1987b): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, 177/97, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 130/3, 325–326, Wien.
- KRAINER, K. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 131/3, 451–452, Wien.
- KRAINER, K. (1989): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, 179/99, 371–382, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 132/3, 580–581, Wien.
- KRAINER, K. (1990): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 82 (1989), 49–78, Wien.
- KRAINER, K. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 133, 467–468, Wien.
- KRAINER, K. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 134/3, S. 513, Wien.
- KRAINER, K. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 135/3, S. 737, Wien.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscan Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, v., J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 537–564, Springer-Verlag, Berlin.
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkenener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Formation. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 22, 1–41, Innsbruck.

- KRAINER, K. & SPÖTL, C. (1989): Detrital and autigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, Eastern Alps (Austria). – *Sed. Geol.*, 62, 59–77, Amsterdam.
- KRAINER, K., STINGL, V. & MOSTLER, H. (1985): Baurohstoffe Tirols (1. Teil). – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-002d/83, 145 Bl., 29 Abb., 2 Anl., Innsbruck, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.J. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – *Abh. Geol. B.-A. (Festschrift Erik FLÜGEL)*, 50, 257–293, Wien.
- KRAINER, K., HAUSER, CH., NOWOTNY, A., PAVLIK, W., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. & UCIK, F.H. (2004): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50 000, Blatt 144 Landeck. – Wien (Geol. B.-A.).
- KRAUS, E. (1936): Der Abbau der Gebirge, Band I: Der alpine Bauplan. – 352 S., Bornträger Verlag, Berlin.
- KRAUS, E. (1949): Die Entstehung der Inntaldecke. – *N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh. (B)*, 9, 31–95, Stuttgart.
- KRAUS, M. (1916): Über einige alpine Erzlagerstätten. – *Bergbau und Hütte*, 12, 2. Jg., Wien.
- KRECZY, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 125 S., Wien.
- KRECZY, L. & FRANK, W. (1981): Die Grenze zwischen Phyllitzone und Silvrettakristallin SW Landeck. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 9–11, Graz.
- KROIS, P. & STINGL, V. (1994): Kretazische „Augensteine“? – Notiz zu einem fraglichen Gosauvorkommen im Karwendel (Tirol, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 137, 289–293, Wien.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Diss. TU Berlin, Berlin.
- KUHLEMANN, J. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im westlichen Sulzital auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, 468–469, Wien.
- KUHLEMANN, J. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 513–514, Wien.
- KUHLEMANN, J. & HENRICH, R. (1993): Zur Deckschollennatur der Griebßtaler Spitze (Lechtaler Alpen) und der tektonischen Bewertung ihrer basalen Schuppen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 136, 125–135, Wien.
- KUHN, M. (1995): The mass balance of very small glaciers. – *Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 31 (1995), 171–179, Innsbruck.
- LADENHAUF, CH.R. (2002): Geochemistry and geochronology of eclogites from the Austroalpine Silvretta Nappe. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Innsbruck: 79 S., Innsbruck
- LADENHAUF, CH.R., ARMSTRONG, R.A., KONZETT, J. & MILLER, CH. (2001): The timing of pre-alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps: Constraints from U-Pb SHRIMP dating of eclogite Zirkons from the Austroalpine Silvretta Nappe. – *Geol. Paläont. Mitt.* Innsbruck, 25, S. 131, Innsbruck.
- LAIMER, H.J. (2005): Karstmorphologie und Karsthydrogeologie – Interaktionen im Karsthydrossystem. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, 147, 227–236, Wien.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism – An Introduction for Geologists, xi+278 S., 167 Fig, 6 Tab., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.
- LAUBSCHER, H.P. (1988): Decollement in the Alpine System: an overview. – *Geol. Rundsch.*, 77/1, 1–9, Stuttgart.
- LAUBSCHER, H.P. (1989): The tectonics of the southern Alps and the Austro-Alpine nappes: a comparison. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. London. Spec. Publ., 45, 229–241, London.

- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. – Mitt. Österr. Geol. Gesellschaft, 71–72 (1978/1979), 129–137, Wien.
- LEISS, O. (1988a): Neue Wege zum Verständnis des kalkalpinen Deckenbaus als Konsequenz der Beckenanalyse intrakalpaliner Kreidesequenzen (Coniac–Santon). – *Documenta Naturae*, 43, 95 S., München.
- LEISS, O. (1988b): Die Stellung der Gosau (Coniac–Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis salzkammergut, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4, 609–636, Wien.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, 79/1, 47–84, Stuttgart.
- LEISS, O. (1992): Orogenically controlled sedimentation in the Lechtaler Lech-Formation (Lechtal Shale, Cretaceous) and geodynamics of the inner Western Calcareous Alps (Lechtal Alps). – *Geol. Rundsch.*, 81/3, 603–684, Stuttgart.
- 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.
- LENHARDT, W.A., FREUDENTHALER, CH., LIPPITSCH, R. & FIEGWEL, E. (2007): Focal-depth distributions in the Eastern Alps based on macroseismic data. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100, 66–79.
- LEUPOLD, W. (1920): Die Schichtreihe der ostalpinen Trias in Mittelbünden. – *Mitt. Natf. Ges. Bern*.
- LEUPOLD, W. (1934): Arosa – Alteinfurka – Glaris (Davos) – Filisur. – *Geol. Führer der Schweiz, Exkursion 87*, 997–1013.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – *Arbeiten aus dem Institut für Geographie, Universität Graz*, 33, 9–125, Graz.
- LIEBETRAU, V. (1996): Petrographie, Geochemie und Datierung der Flüelagranitischen Assoziation (Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins – Graubünden, Schweiz. – *Unveröff. Diss. Univ. Fribourg*, 233 S., Freiburg.
- LIEBETRAU, V., POLLER, U., TODT, W. & MAGGETTI, M. (1996): Geochronological studies on eclogites of the Silvretta nappe / Central Alps. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 141, 136–137.
- 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.
- MACHATSCHKEK, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. – *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 76, 5–48, Wien.
- MACHATSCHKEK, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. – *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 77, 217–244, Wien.
- MACHATSCHKEK, F. (1936b): Nochmals zur Glazialgeologie des Oberinntales. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1936, 125–132, Wien.
- MAEJIMA, W. (1988): Marine Transgression over an Active Alluvial Fan: The Early Cretaceous Arida Formation, Yuasa-Aridagawa-Basin, Southwestern Japan. – In: NEMEC, W. & STEEL, R.I. (Eds.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 303–317, Glasgow.
- MAGETTI, G. (1986): Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. – *Fortschr. Mineral., Beiheft 1*, 64, S. 103, Stuttgart.
- MAGETTI, M. & GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 64, 423–450, Zürich.
- MAGETTI, M. & GALETTI, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 68, 467–484, 16 Abb., 4 Tab., Zürich.

- MAGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H. (1987): Eclogites from the Silvretta nappe (Switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. – *Chemical Geology*, 64, 319–334, Amsterdam.
- MAGETTI, M., FLISCH, M. & BOLLIN, R. (1990): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11.–14. September 1989). – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 70, 121–157, 10 Abb., Zürich.
- MAIR, V., STINGL, V. & KROIS, P. (1992): Andesitgerölle im Unterinntaler Tertiär – Geochemie, Petrographie und Herkunft. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 137, 168–170, Wien.
- MAIR, V., STINGL, V., KROIS, P. & KEIM, L. (1996): Die Bedeutung andesitischer und dazitischer Gerölle im Unterinntal-Tertiär (Tirol, Österreich) und im Tertiär des Mte. Parei (Dolomiten, Italien). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 199/3, 369–394, Stuttgart.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – *Geographica Helvetica*, 37, 93–104, Zürich.
- MANATSCHAL, G., ENGSTRÖM, A., DESMURS, L., SCHALTEGGER, U., COSCA, M., MÜNTENER, O. & BERNOULLI, D. (2006): What is the tectono metamorphic evolution of the continental break-up: The example of the Tasna Ocean Continent Transition. – *Journal of Structural Geology*, 28, 1849–1869.
- MASCH, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta. Eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung. – Unveröff. Diss. Univ. München, München.
- MASCH, L. (1974): Untersuchungen der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – *N. Jb. Miner. Mh.*, 1973, 485–509, Stuttgart.
- MASCH, L. & KOCH, N. (1992): Formation of alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps. – *Tectonophysics*, 204, 289–306, Amsterdam.
- MATTHIAS, E.P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – *Berg- u. hüttenm. Monatshefte*, 106, 1–13, 45–54, Leoben.
- MATTMÜLLER, R. (1991): Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 319–328, Wien.
- MAY, T. (1998): Kinematik der Krabach-Klippen und des Lech-Formationbeckens, Tirol, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe, 126 S., Karlsruhe.
- MAY, T. & EISBACHER, G.H. (1999): Tectonics of the synorogenic „Lech-Formation basin“. – *Eclogae geol. Helv.*, 92, 307–320, Basel.
- MEDWENITSCH, W. (1953): Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm. – In: „Skizzen zum Antlitz der Erde“ (Kober-Festschrift), 168–192, Verlag Gebrüder Hollinek, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1954): Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. – Unveröff. Habilitationsschr. Univ. Wien, 377 S., Wien.
- MEGGERS, H. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (hinteres Röttal, Alblitalm) auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 514–515, Wien.
- MEGGERS, H. (1992): Zur Geologie der Alblitalm sowie des hinteren Röttales (Zentrale Lechtaler Alpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., 99 S., mit geol. Karte u. tekt. Beibl. 1 : 5 000, Kiel.
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean-ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chemical Geology*, 56, 207–218.
- METZ, K. (1972): Allgemeine Geologie. – Unveröff. Vorlesungsmanuskript, Geol. Inst., Univ. Graz, Graz.
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2009): A new Bouguer gravity map of Austria. – *Austrian J. Earth Sci.*, 102, 62–70, 7 Fig., Wien.

- MEUSBURGER, P. (1975): Paznaun, Montafon, Klostertal. – In: Fliri, F. & Leidlmair, A. (Hrsg.): Tirol. Ein Geographischer Exkursionsführer, Innsbrucker Geographische Studien, 2, 281–308, Selbstverlag Geographisches Institut der Universität Innsbruck, Innsbruck.
- MEYER, M.C., CLIFF, R.A., SPOETL, KNIPPING, M. & MANGINI, A. (2009): Speleothems from the earliest Quaternary: Snapshots of paleoclimate and landscape evolution at the northern rim of the Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 28 (2009), 1374–1391, Amsterdam.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985): *Magma and Magmatic Rocks*. – Longman Group, Essex.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): *Grundlagen der angewandten Geomagnetik*. – Freiburger Forschungshefte, C 352, 314 S., 180 Abb., 29 Tab., 1 Faltblatt, Leipzig.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, 171–174, Wien.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 2, 131–136, Wien.
- MOSTLER, H., KRAINER, K., SANDERS, D. & STINGL, V. (1988): Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst – Arlberg. – Projekt TC7cF-1984, 173 S., Innsbruck.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U. & FLISCH, M. (1994): Dating of the Silvretta Older Orthogneiss intrusion: U-Pb-zircon data indicate cadomian magmatism in the Upper Austroalpine realm. – *Jour. Czech Geol. Soc.*, 39, No. 1, Prag.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U.S. & FLISCH, M. (1995): U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. – *Geol. Rundschau*, 84, No. 3, 457–465.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U.S., SCHALTEGGER, U. & FLISCH, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zircon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. – *Geol. Rundschau*, 85, No. 4, 822–831.
- MÜLLER, G. (1953): *Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen*. I. Teil: W-Teil. – Unveröff. Diss. Univ. Wien.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968a): Sedimentary petrologic investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. – In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): *Recent developments in the carbonate sedimentology in central Europe*, 228–239, Springer-Verlag, Heidelberg – Berlin.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968b): *Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol*. – Diss. Univ. Innsbruck, 105 S., Innsbruck.
- MULLINS, H.T. & COOK, H.E. (1986): Carbonate Apron Models: Alternatives to the Submarine Fan Model for Paleoenvironmental Analysis and Hydrocarbon Exploration. – *Sed. Geol.*, 48, 37–79, Amsterdam.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956): *Erzvorkommen und Bergbau im Bezirk Landeck*. – *Schlern-Schriften*, 133, 15–37, Innsbruck.
- NAGEL, T. (2006): Structure of Austroalpine and Penninic units in the Tilisuna area (Eastern Rätikon, Austria): Implications for the paleogeographic position of the Allgäu and Lechtal nappes. – *Ecolgae geol. Helv.*, 99, 223–235, Basel.
- NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflösch*. – *Ecolgae geol. Helv.*, 39, 115–132, Basel.
- NEUBAUER, F. (2002): Evolution of late Neoproterozoic to early Palaeozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. – *Tectonophysics*, 352, 87–103.
- NEUBOURG, B. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im östlichen Sulztal auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, 469–470, Wien.
- NEUBOURG, B. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (östliches Sulztal) auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, S. 515, Wien.

- NICOLUSSI, K. (2002): Jahrringuntersuchungen an subfossilen Hölzern eines Hochlagenstandortes bei Serfaus, Tirol. – In: KLIEN, R. (Hrsg.): Serfaus, Athesia-Tyrolia Druck, 85–90, Innsbruck.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner. – Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 36, 1–87, Innsbruck.
- NITSCH, K. (1969): Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomenan. – Vortragsref. Tagung der Deutschen Miner. Ges. in Bern, S. 38, Bern.
- NOWOTNY, A. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 133, S. 470, Wien.
- NOWOTNY, A. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 134, 515–516, Wien.
- NOWOTNY, A. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 135, S. 738, Wien.
- NOWOTNY, A. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 137, S. 508, Wien.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 129, S. 436, Wien.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 130, S. 326, Wien.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 131, S. 451, Wien.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 132, S. 581, Wien.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M.J. (1992): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. – Jb. Geol. B.-A., 135, 867–872, Wien.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M.J. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. – In: HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1993, 55–92, Wien.
- OBERHÄNSLI, R. (Ed.) (2004): Metamorphic structure of the Alps, scale 1 : 1 000 000. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, supplement.
- OBERHÄNSLI, R. & GOFFE, B. (2004): Explanatory notes to the Map: Metamorphic structure of the Alps – Introduction. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 115–123, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs aus mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1970): Die Überkipplungserscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 477–485, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – Verh. Geol. B.-A., 1978, 43–53, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980a): Das Unterengadiner Fenster. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 291–297, Springer-Verlag, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980b): Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–55, Springer-Verlag, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., 126, 71–93, Wien.

- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. – *Jb. Geol. B.-A.*, 138, 369–432, Wien.
- OBERHAUSER, R. (2007): Profilschnitt vom Bodensee ins Unterengadin. – Beilage in: OBERHAUSER, R., BERTLE, H. & BERTLE, R. (2007): Geologische Karte von Vorarlberg 1 : 100 000. – *Geol. B.-A. Wien* (Hrsg.), Wien.
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1998): Geologisch-Tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1 : 200 000, mit Erläuterungen (von R. Oberhauser) – 42 S., *Geol. B.-A. Wien* (Hrsg.), Wien.
- OBERHAUSER, R., BERTLE, H. & BERTLE, R. (2007): Geologische Karte von Vorarlberg 1 : 100 000, mit Profilschnitt vom Bodensee ins Unterengadin (R. Oberhauser) und Anhang zur Geologie der Ost-Westalpen-Grenze (R. OBERHAUSER). – 19 S., *Geol. B.-A. Wien* (Hrsg.), Wien.
- ORTNER, H. (1990): Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 100 S., Innsbruck.
- ORTNER, H. (1992): Die sedimentäre Entwicklung der Muttekopfgosau (westliche Ostalpen, Tirol). – *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I*, 12, 2873–2886, Stuttgart.
- ORTNER, H. (1993b): Die Gosauschichten des Muttekopfs. – In: HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1993, 43–54, Wien.
- ORTNER, H. (1994a): Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung. – *Geol. Rundsch.*, 83, 197–211, Stuttgart.
- ORTNER, H. (1994b): Die petrographische Entwicklung der Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, Jg. 1993, H. 11/12, 1355–1371, Stuttgart.
- ORTNER, H. (2003a): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94 (2001), 63–77, Wien.
- ORTNER, H. (2003b): Local and far field stress-analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps, Austria. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 26, 109–136, Innsbruck.
- ORTNER, H. (2006a): Slumping versus tectonic deformation: a case study in growth strata of the Upper Gosau Subgroup at Muttekopf (Lechtal Alps, Tyrol). – In: TESSADRI-WACKERLE (Hrsg.): *Pangeo Austria 2006, Conference Series*, 225–226, Innsbruck university press, Innsbruck.
- ORTNER, H. (2006b): Relative thrust timing at the northern front of the Alpine orogen between Vorarlberg and Inn Valley. – In: TESSADRI-WACKERLE (Hrsg.): *Pangeo Austria 2006, Conference Series*, 227–228, Innsbruck university press, Innsbruck.
- ORTNER, H. (2007): Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold system in the Gosau-Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation. – *Sed. Geol.*, 196, 99–118, Amsterdam.
- ORTNER, H. & GAUPP, R. (2007): Synorogenic sediments of the Western Northern Calcareous Alps. – *Sediment 2007, Exkursionsführer, Geo.Alp*, 4, 133–148, Innsbruck.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and basin development of the Oligocene in the Lower Inn Valley. – In: PILLER, W. & RASSER, M. (Eds.): *Paleogene in Austria, Schriftenreihe Erdwiss. Komm.*, 14, 153–196, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- ORTNER, H., MAYERL, J., TROPPEL, P., STEINACHER, R., FÜGENSCHUH, B., COSCA, M. & SCHUSTER, R. (2006): Geochronologische Untersuchung der Grenze Silvrettakristallin-Phyllitgneiszone im Rätikon und Arlberggebiet: Hinweise auf die tektonische Beziehung zwischen beiden Komplexen. – In: TESSADRI-WACKERLE (Hrsg.): *Pangeo Austria 2006, Conference Series*, 229–230, Innsbruck university press, Innsbruck.
- ÖSTERR. BÄDERBUCH (1928): siehe Volksgesundheitsamt im Bundesministerium für Soziale Verwaltung (Hrsg.) (1928).

- PASTEELS, P. (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. – Schweiz. Miner. Pet. Mitt., 44, 519–541, Zürich.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. – Veröffentl. d. Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, 67, 93–123, Innsbruck.
- PATZELT, G. (2002a): Revision der alpinen Hochwürm- und Spätglazial-Chronologie nach kalibrierten Radiokarbonaten. – Kurzfassung des Vortrages 44. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 2.–4. 6. 2002, 1 S., Innsbruck.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Führer zur Exkurs.-Tagung IGCP-Proj. 73/1/24 „Quatern. Glaciations Northern Hemisphere.“ 5–13. Sept. 1976, Südtirol, nördl. Alpenvorland u. Tirol, 185–197, DFG, Bonn – Bad Godesberg.
- PATZELT, G. & RESCH, W. (1986): Quartärgeologie des mittleren Tiroler Inntales zwischen Innsbruck und Baumkirchen. – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., 68, 43–66, Stuttgart.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrology, 25, 956–983, Oxford.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde., zus. 1199 S., Tauchnitz Verlag, Leipzig.
- PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 134, S. 516, Wien.
- PESTAL, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 135, 738–739, Wien.
- PETSCHIK, R. (1989): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illitkristallinität). – Frankfurter geowiss. Arb., C 10, 1–259, Frankfurt.
- PFAUNDLER, G. (1983): Tirol-Lexikon. Ein Nachschlagewerk über Menschen und Orte des Bundeslandes Tirol. – 496 S., Verlag Dr. R. Erhard, Rauchdruck, Innsbruck.
- PFAUNDLER-SPAT, G. (2005): Tirol-Lexikon. Ein Nachschlagewerk über Menschen und Orte des Bundeslandes Tirol. – 2. Aufl., 708 S., Studien Verlag, Innsbruck.
- PIFFNER, O.A. & HITZ, L. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1–E3, E7–E9): eastern Swiss Alps. – In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, O., HEITZMANN, P., MÜLLER, ST. & STECK, A. (Eds.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results from NRP 20, 380 S., Birkhäuser, Basel – Boston – Berlin.
- PIFFNER, O.A., LEHNER, O., HEITZMANN, P., MÜLLER, ST., STECK, A. (1997): Deep Structure of the Swiss Alps: Results from NRP 20. – 380 S., Birkhäuser, Basel – Boston – Berlin.
- PICHLER, A. (1859): Beiträge zur Geognosie Tirols. – Innsbruck.
- PICHLER, T. (1995): Die klimatischen Bedingungen für die Gletscher in den Lechtaler Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 160 S., Innsbruck.
- PIRKL, H. (1980): Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – In: Geologische Bundesanstalt (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 332–347, Springer-Verlag, Wien.
- PLÖTZ, H.V. & RÜTER, H. (1980): Abbaurahmenplanung für das Gebiet der Bezirkshauptmannschaften Imst – Landeck – Reutte. – Unveröff. Ber., Amt d. Tiroler Landesreg., Geol. Bundesanst. / FA Rohstoffgeologie, 61 S., Anh. Archiv Geol. B.-A., Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, 6, 16–20.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, 7, 16–20.
- POLESCHINSKI, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefeld-Formation im Raum Seefeld/Tirol. Ein potentielles Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nord der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 197 S., Innsbruck.

- POLESCHINSKI, W., SCHIERL, H., SEKYRA, G., TISCHENDORF, V., KLARY, W., MADRITSCH, G. & HUBER, G. (2004): Baugeologische Besonderheiten beim Projekt Strenger Tunnel. – Felsbau, 22 (2004) Nr. 1, 25–29, Essen.
- POLLER, U. (1994): Petrographie, Geochemie und Datierung der Augengneise Typ Mönchalp (Ältere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Graubünden / Schweiz. – Unveröff. Diss. Univ. Fribourg, 169 S., Nürnberg.
- POLLER, U. (1997): U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlasch (Silvretta nappe, Switzerland). – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 77, 351–359.
- POLLER, U., NÄGLER, T.F., LIEBETRAU, V. & GALETTI, G. (1997): The Mönchalpgneis – geochemical characteristics and Sm/Nd data of a polymetamorphic S-type granulitoid (Silvretta nappe/Switzerl.). – Eur. J. Mineral., 9, No. 2, 411–422.
- POSCHER, G. & BICHLER, B. (1993): Quartärgeologie im Gebiet Gurgltal – Imst. – In: Hauser, Ch. & Nowotny, A. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1993: Geologie des Oberinntaler Raums, 168–172, Wien.
- POSCHER, G. & MATTLE, B. (2006): Talzus Schub Zintlwald, Geologisch/Geotechnischer Bericht – Risikobewertung. – Unveröff. Ber., 50 S., Amt d. Tiroler Landesregierung, Innsbruck.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – Boreas, 33 (2004), 195–210.
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1980): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg, Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – Bundesministerium Forschung u. Technologie, Forschungsbericht T 80–041, 47 Bl., 18 Abb., Hannover.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.P. (1975): Some Thoughts on the Pre-alpine Metamorphic History of the Austricid Basement of the Eastern Alps. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, 35–54, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. – Tectonics, 10, 257–271, Washington.
- REISER, K.A. (1923–1925): Geologie der Hindelanger und Pfrontner Berge im Allgäu. – Geognost. Jh., 33. Jg. (1920), München 1923, 35. Jg. (1922), München 1923, 37. Jg. (1924), München 1925, zus. 308 S., 1 geol. Karte 1 : 25 000, München.
- REITHOFER, O. (1931): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. – Jb. Geol. B.-A., 81, 305–330, Wien.
- REITHOFER, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. – Jb. Geol. B.-A., 85, 225–258, Wien 1935.
- REITHOFER, O. (1956): Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1956, 213–226, Wien.
- REITHOFER, O. (1957): Zum Bau der Ruitelspitzen (Lechtaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A., 1957, 244–249, Wien.
- REITNER, J.M. (2006): Landschaftsentwicklung vom Neogen bis in das Quartär. – In: Schuster, R., Pestal, G. & Reitner, J.M. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau, 27–38, Geol. B.-A., Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination 1 in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, 164/165, 64–84.
- REITNER, J.M., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, 18, 43–51.
- RESCH, W. (1989): Die Gebirge im Einzugsgebiet des Oberinntals. Geologisch-morphologische Darstellung einer alpinen Nahtstelle. – In: Heyn, H. (Red.): Der Inn: Vom Engadin ins Donautal, von der Urzeit bis heute, Drei-Länder-Ausstellung der Stadt Rosenheim 4. Mai bis 5. November 1989, 36–40, Rosenheim.

- RICHTER, E. (1888): Die Gletscher der Ostalpen. – Handbücher zur Deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 3, 306 S., Engelhorn Verlag, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1930): Der ostalpine Deckenbogen. – Jb. Geol. B.-A., 80, 497–540, Wien.
- RICHTER, M. (1930): Die Struktur der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd., 63, Abt. B, 1–62, Stuttgart.
- RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R. (1955): Über den Bau der Lechtaler Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 57–79, Hannover.
- RING, U. (1989): Tectogenesis of the Penninic/Austroalpine boundary zone: The Arosa zone. – Tübinger Geowiss. Abh., 1, 220 pp.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – J. Geol. Soc. London, 146, 835–849.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S. (1990): The internal structure of the Arosa-Zone (Swiss-Austrian Alps). – Geol. Rundschau, 79, 725–739.
- ROCKENSCHAUB, M.J. (1985): Geologische Manuskriptkarte der laufenden Landesaufnahme 1 : 50 000, Blatt 144 Landeck, 145 Imst – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 132, 581–582, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. – Jb. Geol. B.-A., 133, 619–633, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 134, 516–517, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M.J. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A. 135. 739, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M.J. (1993): Nördliches Silvrettakristallin entlang der Straße südlich Landeck. (Exkursion C) – in: HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol. – Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1993: 188–192, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. & THEINER, U. (1984): Strukturen und Metamorphose der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone SE Landeck (Venetberg), Tirol. – Unveröff. Vorarbeit Inst. f. Geol. Univ. Wien, 185 S., zahlr. Abb., 1 geol. Karte 1 : 10 000, 1 strukturgeol. Karte, 1 Profil 1 : 25 000, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W. (1983): Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, Jahresbericht, 4, 223–227, Leoben.
- ROTHPLETZ, A. (1894): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. – Stuttgart.
- ROTHPLETZ, A. (1902): Geologischer Führer durch die Alpen. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. – Samml. Geol. Führer, 10, 256 S., Bornträger Verlag, Berlin.
- ROTHPLETZ, A. (1905): Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung und Herkunft der Rhaetischen Schubmasse. – 261 S., 1 Karte 1 : 500 000, J. Lindauer'sche Buchhandlung Schoepping, München.
- ROUSSELANGE, A. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und im Quartär auf Blatt 144 Landeck – Jb. Geol. B.-A. 131/3, S. 452, Wien.
- ROUSSELANGE, A. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 132/3, S. 582, Wien.
- SAILER, R. (2002): Späteiszeitliche Gletscherstände in der Ferwallgruppe. – Diss. Univ. Innsbruck, 205 S., Innsbruck.

- SAILER, R. & KERSCHNER, H. (1999): Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. – *Annals of Glaciology*, 28, 141–145, Cambridge.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, Teil 1. – Springer-Verlag, Wien.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, Teil 2. – Springer-Verlag, Wien.
- SANDER, C. (1840): Tagebuch der geognostisch-montanistischen Bereisung eines Teiles des Oberinntales im Jahre 1840. – Handschrift F. B.5016, Archiv Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck.
- SANDER, C. (1841): Tagebuch über die geogn.-mont. Untersuchung des Oberinntales im Jahre 1841. – Handschrift F. B. 5017, Archiv Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck.
- SARNTHEIN, M. (1962): Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 105, 141–172, Wien.
- SCHALTEGGER, U., NÄGLER, TH.F., CORFU, F., MAGGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H.G. (1997): A Cambrian island arc in the Silvretta nappe: constraints from geochemistry and geochronology. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 77, 337–350.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAI, H., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., RABEDER, J. & KURKA, M. (1997): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/96). – Unveröff. Ber., 171 S., 105 Abb., 19 Tab., 37 Beil., 1 Anh. in 3 Bden., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- SCHEMINTZKY, F. & ZEITLINGER, G. (1973): Erweiterte kleine Heilwasseranalyse der Wildbad-Quelle von Grins/Tirol samt balneologischer Beurteilung der Nutzung. – Unveröff. Ber. vom Forschungsinstitut Gastein unter der Leitung der Österr. Akad. Wiss., Gastein.
- SCHERREIKS, R. (1971): Stratigraphie und Faziesentwicklung der Norischen Kalk-Dolomit-Folge (Hauptdolomit) der östlichen Lechtaler Alpen. – Diss. Univ. München, 79 S., München.
- SCHIDLOWSKI, M. (1961): Zur Revision des ostalpinen Deckenbaues im Allgäu – Vorarlberger Grenzraum. – *Z. dt. geol. Ges.*, 113, 161–175, Hannover.
- SCHLÜCHTER, C., BINI, A., BUONCRISTIANI, J.-F., COUTERRAND, S., ELLWANGER, D., FELBER, M., FLORINETH, D., GRAF, H.R., KELLER, O., KELLY, M. & SCHOENEICH, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1 : 500 000. – Bundesamt für Landestopographie Swisstopo, Bern.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.*, 97/1, 93–117, Basel.
- SCHMIDEGG, O. (1946): Das Quarzitvorkommen vom Kohlwald bei Flirsch. – Unveröff. Ber. Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie, 3 Bl., 1 Kt.skizze, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1947): Das Quarzitvorkommen südöstlich Pettneu. – Unveröff. Ber. Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie, 2 S., Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutzlmst der TIWAG (Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 353–406, Wien.
- SCHMIDT, A.R. (1843): Vorarlberg nach dem von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg durch seine Kommissäre veranlaßten Begehungen geognostisch dargestellt. – vii+158 S., Innsbruck.
- SCHÖBER, W. (2003): Bericht über Hangbewegung und Stabilisierungsmaßnahmen im Bereich der Anschlussstelle Pians-Paznaun. – Alpen Straßen AG, 23 S., Innsbruck.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., 194 Abb., 70 Tab., Akademie-Verlag, Berlin.
- SCHÖNENBERG, R. (1959): Die Tektonik im Gebiet der Memminger Hütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen. – *Festschr. 90 Jahre Dtsch. Alpenver.*, 3–22, Memmingen

- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 115–145, Wien.
- SCHORN, J. (1902): Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. – *Zeitschrift d. Ferdinandeums*, III. Folge, 46. Heft, Innsbruck.
- SCHULZ, O. & BRIGO, L. (1977): Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. – *Tirol-Atlas, Begleittexte IV*, 25–38, Innsbruck.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): The Permian Metamorphic Event in the Alps. – *Geology*, 36/8, 303–306.
- SCHUSTER, R., BERTLE, R. & FRANK W. (2001): Indications for a permo-triassic metamorphic imprint in the austroalpine silvretta nappe (Eastern Alps). – „5th Workshop of Alpine Geological Studies September 18–20, 2001 Obergurgl“, *Geol. Paläont. Mitt.* Innsbruck, 25, 195–196, Innsbruck.
- SCHWEINEHAGE, R. (2000): Metamorphite der Silvrettadecke / Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung. – Unveröff. Diss. Univ. Stuttgart, 445 S., Stuttgart.
- SCHWEINEHAGE, R. & MASSONNE, H.-J. (1999): Geochemistry and metamorphic evolution of metabasites from the Silvretta nappe, Eastern Alps. – *Memorie Sci. Geol. Padova*, 51, No. 1, 191–203.
- SCHWERD, K. & DOBEN, K. (1996): Tektonik – Alpen. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 4. Aufl., 266–278, München.
- SCHWERD, K., HUBER, K. & MÜLLER, M. (1995): Tektonik und regionale Geologie der Gesteine in der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, 100, 75–115, München.
- SCHWIZER, B. (1984): Die Tristel-Formation: Vergleichende Untersuchungen in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern. – Unpubl. Diss. Univ. Bern, 185 S., Bern.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 1,000 000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1956): Zum Spätglazial der mittleren Ferwall-Gruppe. – *Carinthia II, Sonderheft*, 20, 149–157, Klagenfurt.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, 3, 1–237, Erlangen.
- SPENGLER, E. (1951): Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. – *Z. dt. geol. Ges.*, 102 (1950), 188–202, Hannover.
- SPENGLER, E. (1953): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, Teil I: Der Westabschnitt der Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 96, 1–64, Wien.
- SPENGLER, E. (1957): Zur Frage des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1957, 201–212, Wien.
- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, Teil III. – *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 193–312, Wien.
- SPIESS, R. (1985): Kristallinegeologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 96 S., Wien.
- SPIESS, R. (1987): The Early Alpine overprint in the northern Silvrettakristallin and the western „Phyllitgneiszone“ (Vorarlberg-Tirol, Austria): radiometric evidence. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 42, 193–202.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Schanf und dem Stilfserjoch. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.* 44 (74), 1–235, Bern.

- SPÖNDLIN, D. & JOHN, M. (2004): Geotechnische Planung der Voreinschnitte Ost Strenger Tunnel. – Felsbau, 22, 30–32, Essen.
- SPÖTL, C. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 130, S. 327, Wien.
- SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2006): U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (Eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. – Quaternary Research, 66, 167–175.
- SPÖTL, C., OFFENBECHER, K.-H., BOCH, R., MEYER, M., MANGINI, A., KRAMERS, J. & PAVUZA, R. (2007): Tropfstein-Forschung in österreichischen Höhlen – ein Überblick. – Festschrift zum 65. Geburtstag von HR Univ.-Prof. Dr. Hans Peter Schönlaub, Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Jb. Geol. B.-A., 147/1+2, 117–167, Wien.
- SRBIK, R. V. (1929): Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – Ber. naturwiss.-med. Verein Innsbruck, 41, 1–279, Innsbruck.
- 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, 141 pp., Springer-Verlag.
- STAUB, R. & CADISCH, J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – Eclogae geol. Helv., 16, 223–285, Basel.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W. (1958): Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). – Notizbl. Hessisch. L.-A. Bodenforsch., 87, 192–201, Wiesbaden.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W. (1962): Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 535–556, Hannover.
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Raum Arlberg (Westtirol) unter Berücksichtigung des Alpenen Verrucano. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 109 S., Innsbruck.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 71–80, Innsbruck.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 207–233, Innsbruck.
- STINGL, V. (1984a): Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal, West-Tirol (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 117–131, Wien.
- STINGL, V. (1984b): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14, 1–19, Innsbruck.
- STINGL, V. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 145 Imst. – Jb. Geol. B.-A., 129, 436–437, Wien.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). – Geol Rundsch., 76, 647–664, Stuttgart.
- STINGL, V. (1988): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol.B.-A., 131, S. 452, Wien.
- STOTTER, M. (1859): Aus dem Nachlasse von M. Stotter. – In: Pichler, A.: Beiträge zur Geologie Tirols, 1–131, Innsbruck.
- STOTTER, M. & TRINKLER, J. (1849): Geognostische Karte Tirols mit Profiltafeln. – Geognostisch-montanistischer Verein, Innsbruck.
- STRECKEISEN, A. (1966): Übersicht über das schweizerische Silvrettkristallin. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 46, Zürich.
- STUDER, B. (1837): Die Gebirgsmasse von Davos. – Neue Denkschriften allgem. Schweizer Ges. Naturwiss., 1, 58 S., ill., Neuchatel.
- STUDER, B. (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – 272 S., Bern.

- STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Carte geologique de la Suisse 1 : 380 000. – Handkoloriert, Winterthur.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. – Bull. Soc. geol. France, 3, 1903, 711–765, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris.
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 2, 372 S., Bern.
- THOMPSON, A.B. (1970): A note on the kaolinite pyrophyllite equilibrium. – Am. J. Sci., 268, 454–458, New Haven.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarf Unit, based on K/Ar Age Determinations. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72 (1978/79), 139–165, Wien.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unit west of the Hohe Tauern in the light of the K/Ar and Rb/Sr age determination of micas. – Jb. Geol. B.-A., 124, 111–174, Wien.
- THÖNI, M. (1982): Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Österr., 28, 17–34, Wien.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., 131, 169–201, Wien.
- THUM, I. (1966): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raum Spieß – Nauders, Oberinntal). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 169 S., Wien.
- THUM, I. (1970): Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. Geolog. Ges. Wien, 62 (1969), 55–77, Wien.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prätigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 144. Liefg., 55 S., Bern.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970a): Der Deckenbau der westlichen Nord-Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 136, 80–133, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970b): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 62 (1969), 78–170, 1 tekt. Karte 1 : 100 000, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970c): Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 324–345, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971b): Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 358–390, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971c): Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 116, 273–360, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973a): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973b): Der Südwestabschnitt der Inntaldecke in den Tiroler Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1973, 367–376, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1. – 766 S., Deuticke Verlag, Wien.

- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Geodynamic Concepts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Deuticke Verlag, Wien.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz – Gruppe (Unterengadin). – Jber. natf. Ges. Graubünden, 85, 83 S., Chur.
- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. – Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark, Band XII: Ökologische Untersuchungen im Unterengadin, 2. Lief., B. I 4, 71–87 u. 88–96, Chur.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadin Line: A Sinistral wrench fault in the Central Alps. – Mem. Geol. Soc. China, 2, 1–12.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland (a guide-book) part A: An outline of the geology of Switzerland. – Schweizerische Geologische Kommission, 334 S., Wepf & Co., Basel – New York.
- TRÜMPY, R., SCHMID, S.M., CONTI, P. & FROITZHEIM, N. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 50 000 des Schweizer Nationalparks (Geologische Spezialkarte Nr. 122). – Nationalpark-Forschung in der Schweiz, 40 S., Kommissionsverlag F. Flück-Wirt, Zernez.
- UCIK, F.H. (1965): Über eine Höhle in den Bündnerschiefern bei Pfunds (Tirol). – Die Höhle, 16, 38–34, Wien.
- UCIK, F.H. (1966): Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien.
- UCIK, F.H. (1986): Zur Geologie des österreichischen NE-Teiles des Unterengadiner Fensters. – Exkursionsführer zur Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn, 114–122, Wien.
- UCIK, F.H. (1993): Das Unterengadiner Fenster. – In: HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (1993): Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1993, 93–108, Wien.
- UCIK, F.H. (1997): Das Unterengadiner Fenster. – Unveröff. Manuskript f. d. Erläuterungen zu GÖK 144, 23 S., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an Overview. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): Cycles and Events in Stratigraphy, 617–712, Berlin.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2004): Quaternary glaciations in Austria. – In: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 1–13, Elsevier, Amsterdam.
- VAVTAR, F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvretta-Kristallin. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 9, 103–153, Wien.
- VEIT, H. (2002): Die Alpen – Geoökologie und Landschaftsgestaltung. – 1. Aufl., 352 S., UTB Verlag, Stuttgart.
- VELDE, B. & KORNPBST, P. (1969): Stabilité des silicates de alumine hydrates. – Contr. Mineral. Petrol., 21, 63–74, Springer-Verlag, New York.
- VILANEK, J. (1991): Arlberg-Schnellstraße S 16 Zams – Dalaas/West: 51,8 km. – Arlberg Schnellstraßen AG, 110 S., Verlag Frohnweiler Druck Ges. m. b. H., Innsbruck.
- VOHRZYKA, K. (1968): Erzlagerstätten und Tektonik von Nordtirol. – Jb. Geol. B.-A., 111, 3–88, Wien.

- VOLKSGESUNDHEITSAMT IM BUNDESMINISTERIUM FÜR SOZIALE VERWALTUNG (Hrsg.) (1928): Österreichisches Bäderbuch. Offizielles Handbuch der Mineralquellen, Kurorte und Kuranstalten Österreichs. – 2. Aufl., 329 S., Verlag der Österreichischen Staatsdruckerei, Wien.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurrassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 27, 1–239, Bochum.
- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideseerien der Gosau-Gruppe. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1990 (11), 1645–1657, Stuttgart.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 110, 235–254, Amsterdam.
- WAHLMÜLLER, N. (2002): Die Komperdellalm im Wandel der Jahrtausende. – In: KLIEN, R. (Hrsg.): Serfaus, 71–83, Athesia-Tyrolija Verlag, Innsbruck.
- WALKER, R.G. (1978): Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. – AAPG Bull., 62/6, 932–966, Tulsa.
- WASSERWIRTSCHAFTSKATASTER (1982): Siedlungswasserwirtschaftliche Erhebungen 1981–1982, Tirol, Wasserversorgung. – Bundesministerium für Land- u. Forstwirtschaft, Wien.
- 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. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 19, 607 S., Wien.
- WEISS, E.H. (1976): Die baueologische Prognose für den Schnellstraßentunnel durch den Arlberg, Tirol – Vorarlberg. – Rock Mechanics: Supplementum, 5, 133–156, Wien.
- WESTRUP, J. (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). – Diss. Univ. Marburg/Lahn, 152 S., Marburg/Lahn.
- WIDMANN, H. v. (Red.) (1853): Erläuterungen zur geognostischen Karte Tirols und Schlußbericht der administrativen Direction des geognostischen-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. – 1–95, Wagner'sche Buchdruckerei, Innsbruck.
- WIEGER, C. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 132, S. 584, Wien.
- WIESER, R. (1995): Geologische Karte des Kalkalpensüdrandes zwischen Stanz und Flirsch (Bezirk Landeck/Tirol). – Geologische Manuskriptkarte, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- WIESER, R. (2004): Die geologischen Verhältnisse am Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Stanz und der Dawinalm (Stanzertal/Nordtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 217 S., Innsbruck.
- WINKLEHNER, B. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., 136, 616–617, Wien.
- WINKLEHNER, B. (1996): Quartäre Ablagerungen und Prozesse im oberen Inntal, Stanzer- und Paznauntal und deren geotechnische Bedeutung (Tirol/Engadin). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck: 111 S., Innsbruck.
- WINKLEHNER, B. (2002): Untersuchung von mineralischen Baurohstoffen im Bezirk Landeck. – Unveröff. Ber. i. A. Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. Raumplanung, 65 S., 5 Beil., Thaur.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 4. Aufl., 368 S., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.
- WINKLER, W. (1988): Mid to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the western part of the Eastern Alps. Paleotectonic implications. – Jb. Geol. B.-A., 131, 341–390, Wien.

- WINTERER, E.L. & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 65, 394–421, Tulsa.
- WOLFSKRON, M. V. (1903): Die Tiroler Erzbergbaue 1301–1665. – 473 S., Wagner'sche Verlagsbuchhandlung, Innsbruck.
- WONIK, TH. & HAHN, A. (1989): Karte der Magnetfeldanomalien ΔF , Bundesrepublik Deutschland, Luxemburg, Schweiz und Österreich (westlicher Teil), 1 : 1 000 000. – Geol. Jb., Reihe E, 43, 21 S., 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover.
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopfbereiches (Tirol). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., 100/1, 11–82, Stuttgart.
- ZACHER, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50 000, Blatt 113 Mittelberg. – Wien (Geol. B.-A.).
- ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHEIT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, 5, 1–51, Innsbruck – Bozen.

15. Fototafeln

Fototafel 1 (Nördliche Kalkalpen)

Abb. I.

Rote und weiße, gelblich anwitternde Quarzsandsteine mit Zwischenlagen von rot-violetten Silt- und Tonsteinen (Alpiner Buntsandstein), Lokalität Schwefelquelle Grins.

Foto: K. KRAINER.

Abb. II.

Ockergelbe Rauwacken der Reichenhall-Formation über Alpinem Buntsandstein; darüber quartäre Ablagerungen (Moränenstreu vermischt mit Hang- und Murschutt), Lokalität Schwefelquelle Grins.

Foto: K. KRAINER.

Abb. III.

Kalk-Mergel-Tonstein-Wechselfolge der Partnach-Formation in der Schnanner Klamm, Stanzer Tal.

Foto: K. KRAINER.



Abb. I



Abb. II



Abb. III

Fototafel 2 (Nördliche Kalkalpen)

Abb. IV.

Sand-, Silt- und Tonstein-Wechselfolge der Nordalpinen Raibl-Gruppe in der Schnanner Klamm, Stanzer Tal.

Foto: K. KRÄINER.

Abb. V.

Dünngbankte und feinlaminierte Kalke, Mergel und Tonsteine der Seefelder Schichten in den östlichen Lechtaler Alpen, Lokalität Hahntennjochstraße (ÖK 115 Reutte).

Foto: A. GRUBER.

Abb. VI.

Verfaltete Kalke und Mergel der Kössen-Formation am Stierlahnzugjoch (Alperschontal, Lechtaler Alpen).

Foto: K. KRÄINER.

Abb. IV



Abb. V



Abb. VI



Fototafel 3 (Nördliche Kalkalpen)

Abb. VII.

In der Westflanke der Freispitze (Bildmitte, 2884 m) ist eine sich mehrmals wiederholende Abfolge von massigem bis dickbankigem Oberrhätalk, Adnet-Formation und Allgäu-Formation aufgeschlossen, die durch Zerschering von Faltenstrukturen (Freispitz-Synklinorium, siehe Kap. 5.2.3.) entstanden ist. Hierbei wurde der mechanisch kompetente Oberrhätalk im Gegensatz zu den inkompetenteren Gesteinen der Allgäu-Formation großmaßstäbig verfaltet oder in große Scherkörper (Schuppen) zerlegt (Bildmitte). Letztlich ist der Oberrhätalk in vielen Fällen für markante Gipfelbildungen in den Lechtaler Alpen wie beispielsweise die Freispitze verantwortlich.

Abb. VIII.

Typischer roter Knollenkalk der Adnet-Formation mit Ammonitenrest, Lokalität Feuerspitze/Fensterle (Alperschontal).

Foto: K. KRÄINER.

Abb. IX.

Hornsteinkalke im unteren Abschnitt der Allgäu-Formation, Nordflanke Seekogel, Parseiertal (Lechtaler Alpen).

Foto: A. GRUBER.

Abb. VII



Abb. VIII



Abb. IX



Fototafel 4 (Nördliche Kalkalpen)

Abb. X.

Polymikte Brekzien/Konglomerate in der Allgäu-Formation am Hüttenweg zur Memminger Hütte NE unterhalb des Seekogels („Obere Leg“ in der AV-Karte Blatt 3/3 Lechtaler Alpen/Parseierspitze). Die Gerölle sind vermutlich im Strandbereich (Hochzone der jurassischen Horst-Graben-Strukturen) gerundet und anschließend in die Beckenareale der Allgäu-Formation umgelagert worden (mündl. Mitt. R. BRANDNER).

Abb. XI.

Rotkalker der Adnet-Formation (Schwellenfazies, hellrot, unten im Bild), Rote Mergel der Allgäu-Formation (Schwellenfazies, braun-rot) sowie dunkelgrüne und dunkelrote, verfaltete Radiolarite der Ruhpolding-Formation (oben) bilden die spektakuläre Gratschneide des Fensterle (Kamm Fallenbacherspitze-Feuerspitze) im Talschluss des Grießl- und Alperschontales.

Foto: K. KRÄINER.

Abb. XII.

Aus Klasten der Ruhpolding- und Ammergau-Formation zusammengesetzte Brekzien und Sandsteine in den Lechtaler Kreideschiefern der Nordflanke des Röttales (Madautal, Lechtaler Alpen).

Foto: A. GRUBER.

Abb. X



Abb. XI



Abb. XII



Fototafel 5 (Nördliche Kalkalpen)

Abb. XIII.

Dickschliff einer Spaltenfüllung von der Basis der Gosau von Stanz, Bildbreite 7 cm. Deutlich sind duktile Isoklinalfalten in den laminierten Sedimenten zu erkennen.

Foto: H. ORTNER.

Abb. XIV.

Ansicht der Muttekopf-Gosau am Kamm Kogelseespitze – Parzinnspitze von der Leiterspitze (Foto und Zeichnung H. ORTNER). Im linken Teil ist die Erosionsdiskordanz an der Basis der Gosau deutlich zu erkennen, die ältere Falten kappt. Die Synklinale in der Gosau ist deutlich asymmetrisch, mit dem Kern nahe am südlichen steilen Schenkel. Diese Asymmetrie wird durch Schichtausfall an Diskordanzen infolge synsedimentärer Aufkippung des südlichen Schenkels der Falte verursacht („growth strata“; vgl. ORTNER, 2001). Aufgrund von Neukartierungen dieses Bereiches weicht die Geometrie der Gosau-Sedimente von der auf der Karte ab.

Abb. XV.

Überlauf der Schwefelquelle von Grins.

Foto: G. HEISSEL & P. NITTEL (Fotoarchiv Amt d. Tiroler Landesregierung).

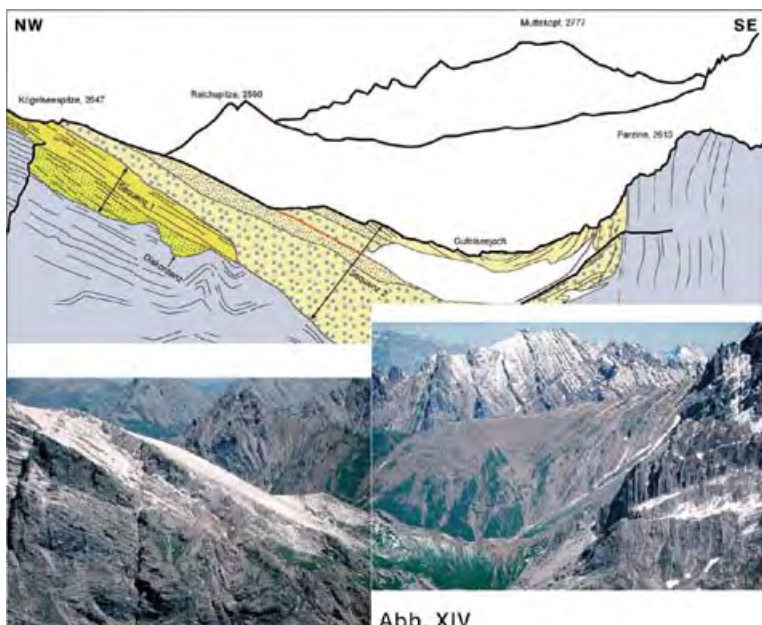


Abb. XIV

Abb. XIII



Abb. XV



Fototafel 6 (Nördliche Kalkalpen, Unterengadiner Fenster)

Abb. XVI.

Eisenquelle bei der Masneralm, Serfaus.

Foto: G. HEISSEL & P. NITTEL (Fotoarchiv Amt d. Tiroler Landesregierung).

Abb. XVII.

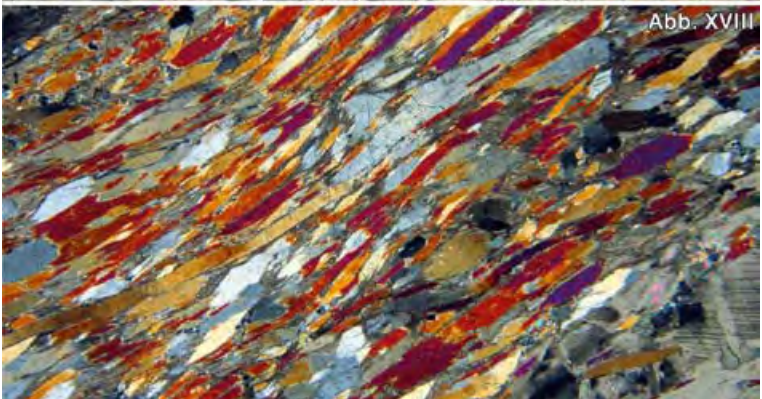
Metamorphe „Pillowbasalte“ des „Idalp-Ophioliths“ (Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen) der Oberen Penninischen Decken. Die Vorkommen dieses Gesteins befinden sich am Kartenblatt ÖK 171 Nauders entlang des Felsgrats zwischen der Flimspitze (2929 m) und dem Viderjoch (2737 m). Südlich des Weges, der von der Idalpe zum Flimjoch führt (Grenzbereich ÖK 170 Galtür/ÖK 171 Nauders), kann man sie aber auch in Sturzblöcken bewundern. Die ehemaligen Glasränder der Pillows verwittern infolge ihres hohen Chloritgehalts schneller als die massiven Kernbereiche.

Foto: G. PESTAL.

Abb. XVIII.

Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 11,71 mm; gekreuzte Polarisatoren) zeigt Mg-Karpholithe von La Grava. Dieses Vorkommen liegt im Schweizer Teil der ÖK 171 Nauders südwestlich des Piz Mundin (3146 m). Die Mg-Karpholithe belegen eine alpine, druckbetonte, blauschieferfazielle Metamorphose, deren Wirkungsbereich Teilbereiche der Unteren Penninischen Decken erfasste.

Foto: G. PESTAL & R. SCHUSTER.



Fototafel 7 (Silvretta-Decke)

Abb. XIX.

Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 11,71 mm; gekreuzte Polarisatoren) eines vom Rauhen Kopf stammenden Eklogits zeigt Omphazit und idiomorphen Granat. Diese Mineralparagenese belegt eine druckbetonte eklogitfazielle, variszische Metamorphose in Teilen der Silvretta-Decke. Das südlich von Ischgl am Rauhen Kopf (2478 m) rund fünf Kilometer südwestlich der Blattschnittsgrenze (ÖK 144 Landeck /ÖK 143 St. Anton) gelegene Eklogit-Vorkommen befindet sich auf Kartenblatt GÖK 170 Galtür (OBERHAUSER & FUCHS, 1990) und wurde zuletzt von SCHWEINEHAGE & MASSONNE (1999) bzw. von LADENHAUF et al. (2001) eingehend studiert.

Foto: G. PESTAL & R. SCHUSTER.

Abb. XX.

Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 11,71 mm) zeigt einen typischen Biotitgranitgneis (79) des Hohen-Riffler-Stocks. Die Probe stammt aus dem Malfonbachtal von der W-Flanke des Hohen Riffler (nordwestlich der Edm.-Graf-Hütte). Auffällig ist die große Menge an Serizit-Einschlüssen im Plagioklas, dessen Kerne in grünlich grau erscheinenden Handstücken auch deutlich saussuritisiert sind.

Foto: G. PESTAL & R. SCHUSTER.

Abb. XXI.

Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 11,71 mm) zeigt einen Granat- und Staurolith führenden, hellen Glimmerschiefer (70) von der Versingalpe (1937 m), die sich östlich des Ortes See im Paznauntal befindet. Granat und Staurolith bilden bis 2 cm große Blasten, dabei ist der Granat zumindest teilweise älter als der Staurolith und wird von diesem auch eingeschlossen. Die großen Granatblasten besitzen meist typische Kerne, die sich durch ihren Einschlussreichtum auszeichnen (siehe linker Bildrand).

Foto: G. PESTAL & R. SCHUSTER.

Abb. XIX

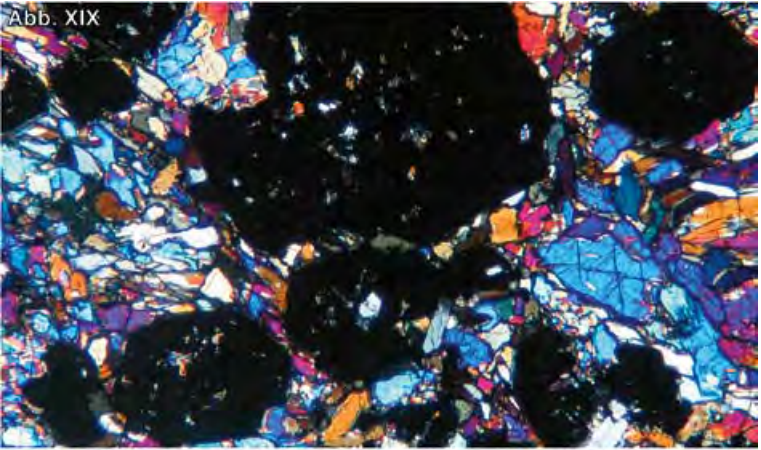


Abb. XX



Abb. XXI



Fototafel 8 (Silvretta-Decke)

Abb. XXII.

Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 1,71 mm) zeigt Sillimanit-Büschel und Staurolith aus dem Zweiglimmerschiefer (72) des mittleren Grübelebachtals. Der Sillimanit bildet zumeist fibrolitische Rasen, zeigt aber auch in einigen Fällen prismatische Kristalle mit quadratischen Querschnitten. Die Staurolithe bilden bis zu 2 cm große Blasten.

Foto: G. PESTAL & R. SCHUSTER.

Abb. XXIII., XXIV.

Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 11,71 mm) der hellen diaphthorischen Granatglimmerschiefer (66) des Venet-Komplexes zeigt Formrelikte von Granat, der weitgehend in Chlorit und Serizit umgewandelt wurde, und gänzlich chloritisierte Biotitrelikte mit typischen Erzausscheidungen. Chloritoid tritt als alpidisch syn- und postkinematisch gebildeter Porphyroblast auf (deutlich sichtbar in Abb. XXIV. = Bereich der Bildvergrößerung mit der Bildbreite 2,5 mm).

Fotos: G. PESTAL & R. SCHUSTER.

Abb. XXII

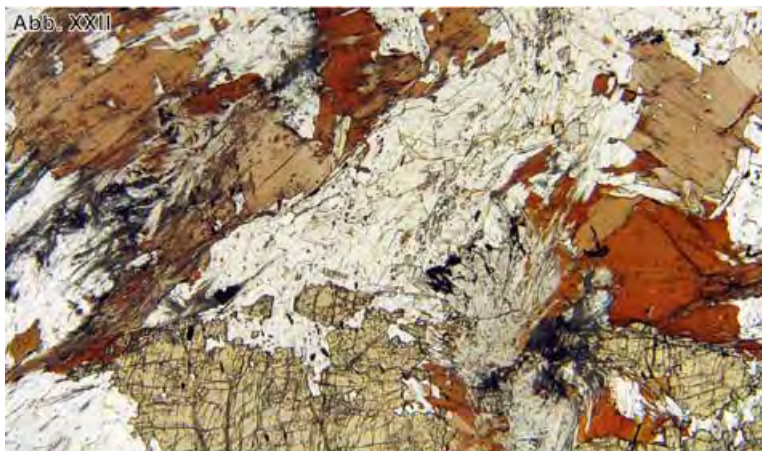
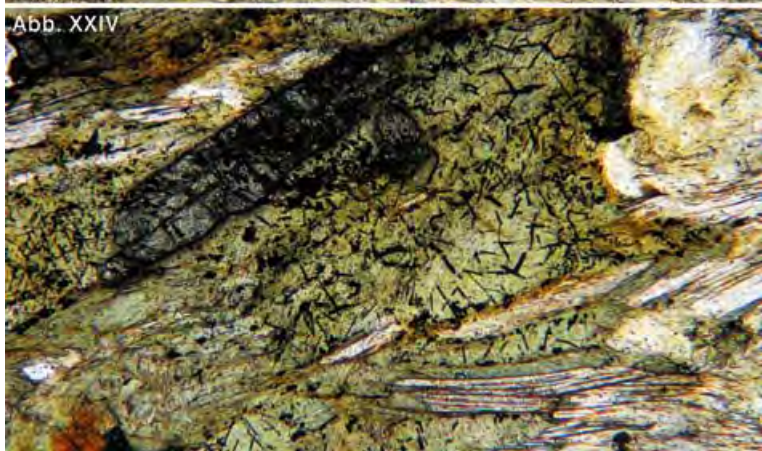


Abb-XXIII



Abb. XXIV



16. Falttafeln

S A M N A U N G R U P P E

Schönjochl
2499mPiz Mundin
3146mFurgler
3004mRotoleiskopf
2936mGamsbergspitze
2839mKegelkopf
2837mThialkopf
2998m

V E R W A L L G R U P P E

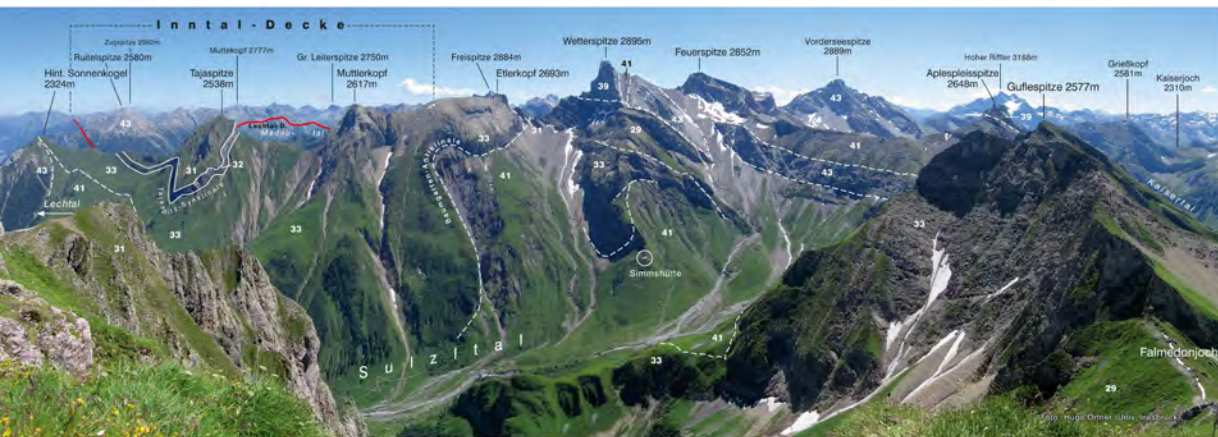
Kuchenspitze
3147mPeznerspitze
2550mGampertun-
spitze 2887mHoher Riffler
3168mKrahberg
2208m

L E C H T A L E R A L P E N

Valluga
2809mDawinkopf
2968mParseierspitze
3036mRauher Kopf
2811mFeispitze
2884mSerekopf
2718mSchieferspitze
2735mLeiterspitze
2750mBittrichkopf
2698m

Panorama vom Venet (Glanderspitze)

Der Blick vom Venet nach Westen zeigt große Teile der hochalpinen Landschaft, die das Kartenblatt Landeck bestimmt. Im linken Teil des Bildes erkennt man die östlichsten Ausläufer der Samnaungruppe, die sich vom Schönjochl über den zentralen Gipfel des Furglers bis zum Kegelkopf bzw. zum Thialkopf verfolgen lassen. Links der Bildmitte ist der zur Verwallgruppe gehörende zentrale Bergstock des Hohen Rifflers zu erkennen, der von den Tälern der Trisanna und der Rosanna begrenzt wird. Die rechte Bildhälfte wird von den Lechtaler Alpen eingenommen. Hier befindet sich auch die Parseier Spitze, die zu wenigen Bergen der Nördlichen Kalkalpen zählt, die über 3000 m Seeshöhe erreichen.



A) Panorama von der Rotschrofenspitze (2588 m)

Blick auf die östliche und südliche Umrahmung des Sulztales (Lechtal-Decke) mit der Wetter Spitze (2895 m, Oberhätalk) als höchstem Punkt; links im Hintergrund die Hauptdolomit-Berge östlich des Madautales (Ruhetspitze), die Teil der Inntal-Decke sind; rechts im Hintergrund die Verwallgruppe mit dem herausragenden, vergletscherten Hohen Riffler. Die grasreichen Hänge des Sulztales bestehen aus den dünnbankigen Kalken, Mergeln und Tonschiefern der triassischen, jurassischen und kretazischen Beckensedimente (Kössen-, Allgäu-, Ammergau- und Lech-Fm.). Wände und Schrofen sind in den kompetenteren Gesteinen des Hauptdolomits (Vorderseesp.), des Oberhätalkes (Wetter- und Aplespleissp.), der Allgäu-Fm. (Brekzien, Eterkopf, Mutterkopf), der Ruhpolding-Fm. und teilweise der Ammergau-Fm. (Tajasp.) entwickelt. An tektonischen Strukturen sind die große Tajaspitz-Synklinale und die Baumgarten-Antiklinale mit Ammergau-Fm. bzw. Kössen-Fm. im Kern, sowie N-gerichtete Überschiebungsstrukturen zwischen Wetter Spitze und Gufespitze zu erwähnen (weitere Erklärungen siehe Kap. 5.2.3.1.).

- 29 Lech-Formation
- 31 Ammergau-Formation
- 32 Ruhpolding-Formation
- 33 Allgäu-Formation
- 39 Oberhätalk
- 41 Kössen-Formation
- 43 Hauptdolomit undifferenziert



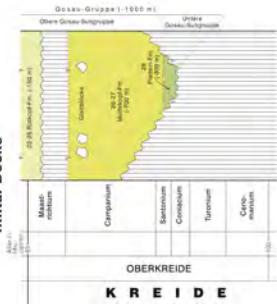
B) Panorama der Madauer Tauchantiklinale

Blick aus dem Alperschontal auf das Westende der berühmten "Madauer Rollfalte" sensu AMPFERER; die nach NW abtauchende und gegen W in die Luft ausstreichende synformale Antiklinale der Lechtal-Decke wird im Hangenden unterhalb der Torspitze von der Deckenüberschiebung der Inntal-Decke gekappt. Man beachte auch die Verflüchtung der Deckengrenze und die sekundäre antiformale Verflüchtung der Tauchantiklinale unterhalb des Großsteins (s. Tafel 5 Profil A). Den Kern der Synform am Mahdberg bildet die intern stark verfaltete Allgäu-Fm. (33). Weiters beobachtet man, dass im Zuge der Deformation die inkompetentere Abfolge Allgäu-Fm. bis Lech-Fm. von der rigideren obertriassischen Schichtfolge abgesichert wurde und weiter nach NW wanderte, mit Ausbildung einer weit ausgezogenen Antiklinale, der

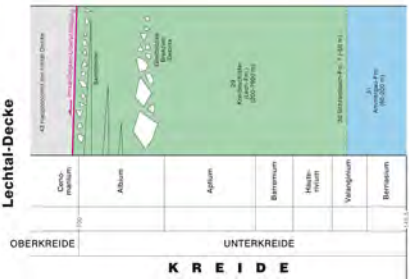
eigentlichen Tauchantiklinale. Rechts im Bild (Saxeralpe) sieht man die Saxerspitze-Überschiebung mit der Überschiebung von Hauptdolomit (Saxerspitze, Hangendscholle) auf Lech-Fm. (Saxeralpe, Liegendenscholle). Die Hangendscholle bildet nach E zu (Parseier-Rödtal) eine zusehends vollständig entwickelte Antiklinale aus, die sich mit der Antiklinale der Madauer Tauchantiklinale unterhalb der Torspitze verbinden lässt. Letztlich wird die Saxerspitze-Überschiebung nach NW durch Faltung - die Madauer Tauchantiklinale - kompensiert und läuft in der Lech-Fm. aus (falt propagation fold). Im Vordergrund erkennt man auch den offenen Bogen der Baumgarten-Antiklinale, die Stalstufe zur Saxeralpe wird von Ruhpolding- und Ammergau-Fm. gebildet (siehe auch Tafel 5, Profil A; Tafel 3B), weitere Erklärungen im Text.

- 29 Lech-Formation
- 31 Ammergau-Formation
- 32 Ruhpolding-Formation
- 33 Allgäu-Formation
- 39 Adnet-Formation
- 39 Oberhätalk
- 41 Kössen-Formation
- 43 Hauptdolomit undiff.

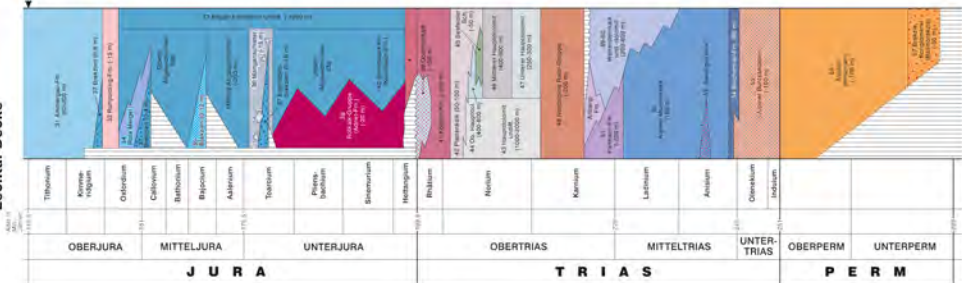
Inntal-Decke



Lechtal-Decke



Lechtal-Decke



Stratigraphisches Schema der Kalkalpinen Schichtfolge der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 144 Landeck

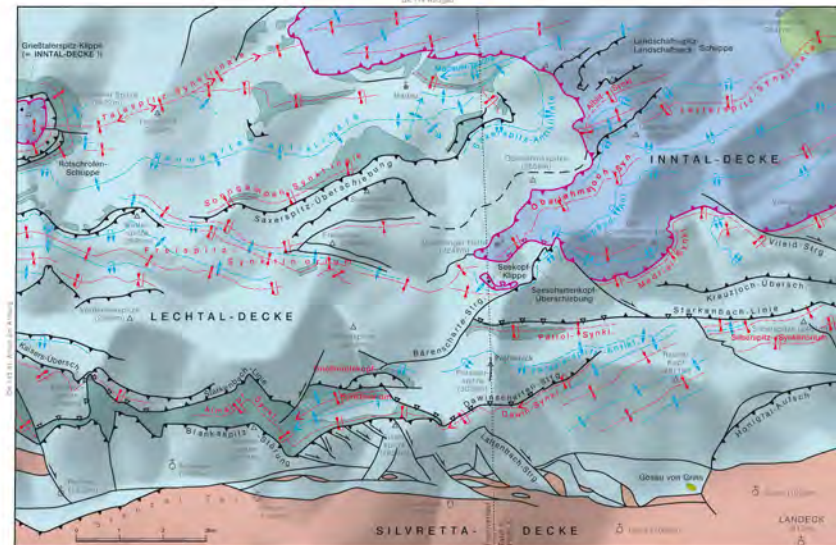
Zusammengefaßt von:
 J. Jurek (1965), M. J. Jurek (1970), T. Jurek (1976, 1985),
 J. Jurek (1978), A. Jurek (1982), P. Jurek & B. Jurek (1986),
 K. Jurek & H. Jurek (1990), O. Jurek (1994, 2002), G. Jurek et al. (1997),
 M. Jurek & H. Jurek (1999), P. Jurek et al. (2003),
 Stratigraphische Tabelle von Österreich (2004),
 Bearbeitung Prof. Dr. Brandner (Univ. Innsbruck),
 Fern nicht mitabgebildet.
 Farben und deren Indizes analog zur Geologischen Karte.
 Alter nach stratigraphischer Tabelle von Österreich (2004).

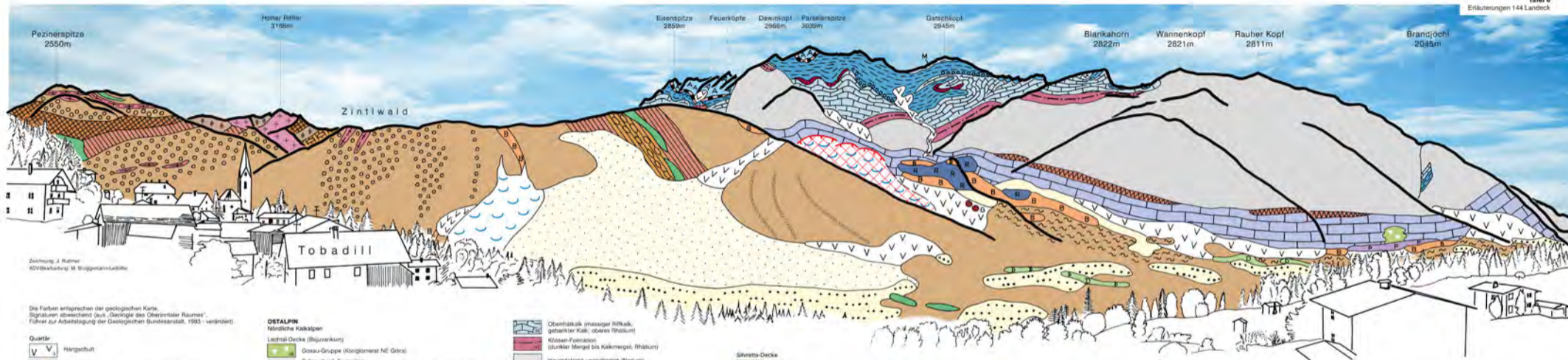
A)

B)

Struktur-geologische Karte des Kalkalpinen Anteiles von Blatt 144 Landeck

mit den wichtigsten Großflächeneinheiten, dargestellt anhand der Achsenorientierungen, sowie Störungen (Decken), Schuppen (Decken), Schuppengrenzen, Überschiebungen, etc.)





Zeichnung: J. Ruttner
ADN/Beraterbüro: M. Bruggemann/Landeck

Die Farben entsprechen der geologischen Karte.
Schriftarten abweichend (aus „Geologie des Oberinntaler Raumes“,
Führer zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1993 - verändert).

- Quartär**
- Hangschutt
 - Rutschschneise (überwiegend oberflächennah), Felschutt
 - Teilgründig aufgelockertes und bewegtes Fels (z.T. im Verband, z.T. in Schollen und Blockwerk aufgelöst, örtlich schuttbedeckt)
 - Abriskarte einer Massenbewegung
 - Staukörper am Eisrand (Gas, Sand, Schlufflagen, Spätglazial)
 - Moränenstreue vermischt mit Hangschutt
 - Moräne und/feinerept (Wurm - Holozän)

- OSTALPIN**
Nördliche Kalkalpen
- Ledrol-Decke (Bajuvarikum)
 - Gosau-Gruppe (Konglomerat NE Gries)
 - Schrambach-Formation („Neokom-Aptychenschichten“; Mergel, Kalkmergel; Unter-Kreide), Ammergau-Formation („Aptycherkalk“; Kalk, Kalkmergel; Ober-Jura bis Urmi-Krise)
 - Ruhpolding-Formation (Radiolit; Ober-Jura)
 - Allgäu-Formation (ungegliedert; Unter- bis Mittel-Jura)
 - Mergel, Mergelschiefer
 - Hornsteinkalk, mergelig; Megakriake (Eisenspitze; Unter-Jura)
 - Adria-Formation (roter Kalk, Kalkmergel, Mergel; Unter-Jura)

- Oberhättekalk (massiger Riffkalk gebäcker Kalk; oberes Rhätium)
- Kössen-Formation (dunkler Mergel bis Kalkmergel; Rhätium)
- Hauptdolomit ungliedert (Norium)
- Nordalpine Riffal-Gruppe (Kalk, Dolomit, Tonstein, Sandstein; Jülich - Tostalium)
- Wettersteindolomit (Ladinium - Unteres Carnium), Wettersteinkalk (Oberes Anisium - Unteres Carnium)
- Partnach-Formation (Tonstein, Mergel, Kalk; Ladinium)
- Reichenthal-Formation (Rauhacke, Kalk, Unter-Trias - Unteres Anisium) / Gips
- Alpiner Buntsandstein (Sandstein, Quarzit; Unter-Trias), Alpiner Verulotro (Sandstein, Konglomerat, Tonchiefer; Unteres Perm)

- Silvretta-Decke**
- Oubas
 - Muskowei-Granitgneis, Apfingr-Granit
 - Landeck-Phyllit, Heller Phyllit (z.T. Ankerit führend)
 - Heller phyllitischer Granatglimmerschiefer (z.T. diaphthorisch), heller Granatphyllit / Quarzit darin
 - Glimmerschiefer bis Gneis (häufig Chlorit und Granat führend, z.T. diaphthorisch)
 - Adirblauschiefer

- Silvretta-Komplex**
- Heller Glimmerschiefer (häufig Granat und Staurolith führend)
 - Zweiglimmerschiefer bis Paragneis (z.T. Salkmann führend)
 - Amphibolit, Hornblende-Plagioklasgneis
 - Both- bis Zweiglimmergranitgneis, Augengneis
 - Karaklast

Geologisches Panorama der südlichen Lechtaler Alpen und der östlichen Verwallgruppe

vom Haltepunkt Tobadill aus gesehen
(Erläuterungen im Text, Seite 149)